

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی

بررسی علل شوری و منشأ آب‌های تولیدی در چاه‌های مخزن گازی
در جنوب کشور

نگارنده:

مهبد راهرو

استاد راهنما:

دکتر رحیم باقری

استاد مشاور:

مهندس سید محمود میرباقری

بهمن ۱۳۹۵

سپاسگزاری

خداوند بزرگ را شاکرم که لطف خود را شامل حال من نمود تا بتوانم تحقیق خود را به پایان برسانم و بتوانم سهمی هر چند اندک، در راه توسعه علمی ایران عزیز بردارم که چو ایران نباشد، تن من مباد.

تقدیم به پدر و مادرم؛

فداکارانی که در سایه درخت پر بار وجودشان آسودم و از ریشه آنها شاخ و برگ گرفتم و در سایه وجودشان در راه کسب علم و دانش قدم برداشتم. والدینی که بودنشان تاج افتخاری است بر سرم و نامشان دلیلی است بر بودنم. این دو وجود، پس از پروردگار، مایه هستی‌ام بوده‌اند، دستم را گرفتند و راه رفتن را در این وادی زندگی پر از فراز و نشیب آموختند. آموزگاران که برایم زندگی بودند و انسان بودن را معنا کردند.

و تقدیم به خواهرم، که وجودش شادی بخش و صفایش مایه آرامش من است.

تشکر و قدردانی

در این راه خود را مدیون اساتید بزرگواری می دانم که علم و اخلاق را به من آموختند. بر خود لازم می- دانم از استاد با کمالات و شایسته، جناب آقای دکتر رحیم باقری که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ کمکی در این عرصه بر من دریغ نمودند و زحمت راهنمایی این رساله را بر عهده گرفتند، جناب آقای مهندس سید محمود میرباقری به دلیل یاری‌های بی‌چشمداشتشان که مشاوره این رساله را پذیرفتند و بسیاری از سختی‌ها را برایم آسان‌تر نمودند و از استادان فرزانه و دلسوز، جناب آقایان دکتر غلامحسین کرمی و دکتر هادی جعفری که علاوه بر زحمت بی‌دریغشان در طول دوره کارشناسی ارشد، زحمت داوری این رساله را متقبل شدند، کمال تشکر و قدردانی را داشته باشم.

همچنین از همکاری و مساعدت تمامی اساتید محترم دانشکده، کارمندان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، شرکت بهره‌برداری نفت و گاز زاگرس جنوبی، آقایان سبزواری، ملاحی، جامی- الاحمدی، جوکار، خانم‌ها علی‌پور، باقری، بوسلیک و سایر کسانی که در تدوین این تحقیق مرا یاری نمودند تشکر می‌کنم و از خداوند منان سلامت و سعادت ایشان را خواستارم.

تعهد نامه

اینجانب **مهبد راهرو** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته آب‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه بررسی علل شوری و منشأ آب‌های تولیدی در چاه‌های مخزن گازی در جنوب کشور تحت راهنمایی آقای دکتر رحیم باقری متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه 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 پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود است و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود است. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

در چاه‌های گاز همراه با تولید گاز هنگام بهره برداری، مقداری آب نیز به عنوان آب تولیدی خارج می‌گردد. اکثر مخازن در ابتدای تولید، حاوی آب تولیدی شیرین هستند؛ اما با گذشت زمان و افزایش برداشت و افت فشار، آب شور نیز تولید می‌شود. تولید آب شور، باعث ایجاد خوردگی و گرفتگی در تأسیسات سرچاهی و در نتیجه کاهش تولید گاز می‌گردد. منشأیابی بروز این پدیده به منظور ارائه راهکار مناسب جهت کم کردن شوری، امری ضروری است. مخزن گازی شانول از مخازن گازی منطقه عملیاتی پارسین واقع در جنوب ایران بوده که با گذشت زمان، آب تولیدی برخی از چاه‌های این مخزن شور شده و باعث کاهش اجباری تولید گاز گردیده است. این مخزن در سازندهای کنگان و دالان قرار گرفته است. در این مطالعه منشأ آب شور تولیدی با استفاده از نتایج آنالیز هیدروشیمیایی و ایزوتوپی مورد بررسی قرار گرفته است. منشأهای شوری محتمل برای این منطقه انحلال نمک، آب دریای قدیمی تبخیر شده یا عهد حاضر، آب جوی و یا فرآیند فیلتر شدن است. روش‌های مختلفی همچون هیدروژئوشیمیایی، ایزوتوپی و زمین‌شناسی جهت تعیین منشأ آب و شوری استفاده می‌شود. بررسی نتایج حاصله نشان داد که منشأ آب تولیدی این مخزن، اختلاط بین آب دریای قدیمی تبخیر شده و بخارات میعان شده درون تفکیک‌گرها می‌باشد. آب دریای تبخیر شده می‌تواند آبران و یا آب شور بین‌دانه‌ای در بین حفرات ریز درون مخزن گاز باشد که با توجه به نتایج ایزوتوپی، آب بین‌دانه‌ای منشأ شوری بوده و در اثر گذشت زمان و افت فشار مخزن وارد منطقه تولید چاه‌ها شده است؛ بنابراین بالآمدگی آب شور آبران صورت نگرفته است. در طول زمان غلظت عناصر شورابه تولیدی به علت تبخیر و واکنش‌های بین آب-سنگ و یا آب-گاز تغییر می‌کند. در اثر تبخیر، غلظت همه یون‌ها تا حد اشباع غنی شده و با گذشت زمان غلظت یون‌های استرانسیم، کلسیم، منگنز، ید و لیتیم افزایش و غلظت یون‌های سدیم، منیزیم و سولفات کاهش یافته است.

کلمات کلیدی: شورابه تولیدی، هیدروشیمیایی، ایزوتوپی، تکامل ژئوشیمیایی، مخزن گاز

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- راهرو، م.، باقری، ر.، ۱۳۹۵، منشأ شوری آب‌های تولیدی مخزن گازی شانول، جنوب ایران، روش هیدروشیمیایی و ایزوتوپی، دومین کنفرانس ژئومکانیک نفت، دانشگاه شاهرود، تهران.
- راهرو، م.، باقری، ر.، ۱۳۹۵، مطالعه و بررسی تکامل ژئوشیمیایی شورابه‌های تولیدی مخزن گازی شانول، دومین کنفرانس ژئومکانیک نفت، دانشگاه شاهرود، تهران

فهرست مطالب

فصل اول: مقدمه و کلیات

۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- بیان مسئله و هدف	۳
۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه	۵
۴-۱- چین‌شناسی منطقه	۷
۱-۴-۱- سازند ماسه‌سنگی فراقان	۹
۲-۴-۱- سازند کربناتی دالان	۱۰
۳-۴-۱- سازند آهکی کنگان	۱۴
۴-۴-۱- سازند تبخیری دشتک	۱۵

فصل دوم: مطالعات پیشین

۱-۲- مقدمه	۲۰
۲-۲- مقایسه غلظت عناصر شورا به با انواع دیگر آب	۲۲
۳-۲- روش هیدروژن‌شیمیایی به منظور تعیین منشأ و علت شوری آب	۲۳
۱-۳-۲- نسبت Na/Cl	۲۴
۲-۳-۲- نسبت I/Cl	۲۴
۳-۳-۲- استفاده از یون برم	۲۶
۱-۳-۳-۲- نسبت Cl/Br	۲۷
۲-۳-۳-۲- نسبت Cl/Br در مقابل Na/Br	۳۰
۳-۳-۳-۲- استفاده از TDS و غلظت یون برم	۳۱
۴-۳-۲- بررسی اثر فیلتر شدن غشایی	۳۱
۵-۳-۲- نسبت Li/Cl در برابر Br/Cl	۳۳
۴-۲- کاربرد ایزوتوپ‌های پایدار ^{18}O و D در تعیین منشأ شوری آب	۳۳
۱-۴-۲- مشخص نمودن منشأ انحلال نمک و اثر غشایی	۳۶
۵-۲- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی	۳۷

- ۳۸-۲-۵-۱- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب شیمیایی آب سازندی ۳۸
- ۳۸-۲-۵-۱- فرآیند تبخیر ۳۸
- ۳۹-۲-۵-۱- واکنش‌های دیاژنیک ثانویه ۳۹
- ۴۵-۲-۵-۱-۳- واکنش‌های آب و گاز ۴۵
- ۴۵-۲-۵-۲- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی ۴۵
- ۴۶-۲-۵-۱- اثر تبخیر بر تغییر ایزوتوپی آب ۴۶
- ۴۷-۲-۵-۲- اثر واکنش‌های آب و سنگ بر تغییر ایزوتوپی آب ۴۷
- ۴۹-۲-۵-۳- اثر واکنش‌های آب و گاز بر تغییر ایزوتوپی آب ۴۹
- ۵۰-۲-۶- مطالعات انجام شده در خصوص تعیین منشأ و تکامل شورابه مخازن ۵۰

فصل سوم: روش انجام تحقیق

- ۵۶-۳-۱- مقدمه ۵۶
- ۵۶-۳-۲- جمع‌آوری اطلاعات و داده‌های موجود ۵۶
- ۵۷-۳-۳- مطالعات صحرایی و انجام نمونه برداری ۵۷
- ۶۰-۳-۱- اندازه‌گیری یون‌های اصلی ۶۰
- ۶۲-۳-۲- اندازه‌گیری فلزات سنگین و مقادیر ایزوتوپی ۶۲
- ۶۳-۳-۴- اطمینان از صحت نتایج ۶۳
- ۶۳-۳-۵- ترسیم نمودارها به منظور تعیین منشأ و علل شوری ۶۳

فصل چهارم: بررسی منشأ و علت شوری آب تولیدی مخزن گازی شانول

- ۶۶-۴-۱- مقدمه ۶۶
- ۷۱-۴-۲- بررسی منشأ و علت شوری آب تولیدی مخزن گازی شانول (روش هیدروژئوشیمیایی) ۷۱
- ۸۴-۴-۳- بررسی منشأ و علت شوری آب تولیدی مخزن گازی شانول (روش ایزوتوپی) ۸۴
- ۸۷-۴-۴- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب شیمیایی آب سازندی مخزن شانول ۸۷
- ۹۵-۴-۵- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی مخزن شانول ۹۵

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

- ۹۸-۵-۱- نتیجه‌گیری ۹۸

۹۹..... ۲-۵- پیشنهادها.

۱۰۱..... منابع

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه..... ۷
- شکل ۱-۲- نمای شماتیک یک تفکیکگر سر چاهی ۴
- شکل ۱-۲- تعیین منشأ شوری آب غرب اوکلاهما با کمک نسبت Na/Cl در برابر کلر ۲۵
- شکل ۲-۲- نمودار لگاریتمی عناصر مختلف در برابر برمید ۲۷
- شکل ۳-۲- تفکیک منشأهای مختلف شوری بر اساس نمودار کلر در برابر برم ۲۸
- شکل ۴-۲- نمودار Cl/Br در برابر Na/Br ۳۰
- شکل ۵-۲- طبقه‌بندی آب مناطق ویلکاکس و می‌سی‌سی‌پی توسط نسبت TDS در برابر برم ۳۲
- شکل ۶-۲- ترکیب ایزوتوپی انواع آب‌ها ۳۵
- شکل ۷-۲- کاهش سدیم به افزایش کلسیم در آب تولیدی مخزن جوجو-تکومیناسان مکزیک ۴۲
- شکل ۸-۲- تفکیک آب‌های تغذیه کننده محلی از آب‌های زیرزمینی غیر محلی با استفاده از δD و $\delta^{18}O$ ۴۷
- شکل ۱-۳- نمایش طاق‌دیس تنگ خور و موقعیت چاه‌های میدان گازی شانول ۵۸
- شکل ۲-۳- اندازه‌گیری یون‌های اصلی با استفاده از روش تیتراسیون ۶۱
- شکل ۳-۳- دستگاه توربیدی متر ۶۱
- شکل ۴-۳- دستگاه فلم فتومتر ۶۲
- شکل ۱-۴- نمودار پایپر مربوط به آب تولیدی میدان‌های شانول و کنگان ۷۰
- شکل ۲-۴- نمایش تمام نمونه‌های میدان شانول و کنگان در یک نمودار شولر ۷۰
- شکل ۳-۴- نمودار شولر مربوط به چاه‌های شور و نیمه شور مخازن شانول و کنگان ۷۱
- شکل ۴-۴- نمودار شولر مربوط به چاه‌های شیرین مخازن شانول و کنگان ۷۱
- شکل ۵-۴- نسبت مولی Na/Cl در نمونه های نیمه شور و شور منطقه مورد مطالعه ۷۳
- شکل ۶-۴- نسبت وزنی I/Cl در برابر Cl در شورابه تولیدی برخی مخازن ایران و جهان ۷۴
- شکل ۷-۴- نمودار لگاریتمی یون برم در مقابل کلر در آب‌های تولیدی مخزن شانول و دیگر نقاط ایران و دنیا ۷۶
- شکل ۸-۴- رابطه لگاریتمی بین غلظت سدیم و برم در طول تبخیر آب دریا ۷۷
- شکل ۹-۴- رابطه Cl/Br در مقابل Na/Br ۷۸
- شکل ۱۰-۴- رابطه بین ثابت کارپنتر (CF) و غلظت یون برم در آب‌های تولیدی مخازن گازی ۷۹

- شکل ۴-۱۱- نمودار TDS در برابر غلظت برم آب تولیدی ۸۰
- شکل ۴-۱۲- نمودار نسبت Ca/Na در برابر Cl به منظور بررسی اثر فیلتر شدن غشایی ۸۱
- شکل ۴-۱۳- نمودار نسبت Rb/Li در برابر Ca/Na آب تولیدی چاه‌های مخازن شانول، کنگان و مکزیك ۸۲
- شکل ۴-۱۴- رفتار مشابه عناصر لیتیم و برم در برابر کلر حین تبخیر آب دریا ۸۳
- شکل ۴-۱۵- نمودار نسبت Br/Cl در مقابل Li/Cl به منظور تفکیک منشأ شوری ۸۳
- شکل ۴-۱۶- رابطه ^{18}O در مقابل کلر ۸۵
- شکل ۴-۱۷- نمایش تغییرات ایزوتوپ دوتریم در برابر ^{18}O نمونه‌های آب تولیدی مخازن مختلف ایران و دنیا ۸۶
- شکل ۴-۱۸- ازدیاد یا کمبود بعضی یون‌ها نسبت به آب دریای قدیمی ۸۹
- شکل ۴-۱۹- نسبت Cl/Br در مقابل K/Cl ۹۱
- شکل ۴-۲۰- تغییرات غلظت کلسیم نسبت به برم در آب‌های تولیدی مخازن گازی مختلف ۹۲
- شکل ۴-۲۱- تغییرات کاهش سدیم نسبت به کلسیم اضافی ۹۳
- شکل ۴-۲۲- تغییرات کمبود منیزیم و کلسیم اضافی نسبت به خط تبخیر آب دریا ۹۴

فهرست جدول‌ها

- جدول ۳-۱- مختصات و عمق چاه‌های میدان گازی شانول ۵۹
- جدول ۳-۲- مشخصات کلی چاه‌های انتخاب شده از میدان گازی شانول ۵۹
- جدول ۴-۱- نمایش میزان شوری چاه‌های انتخابی میدان گازی شانول ۶۶
- جدول ۴-۲- غلظت عناصر موجود در شورابه میدان گاز شانول ۶۷

فصل اول: مقدمه و کلیات

مخازن گاز حاوی گاز طبیعی، مایعات گازی و آب می باشد. آب موجود در مخازن گاز را آب‌های عمیق یا همان آب‌های سازندی^۱ (آب‌های ذاتی^۲) می‌نامند که تقریباً تجدیدنپذیر است. این آب‌ها می‌توانند شور و یا شیرین باشند. همراه با تولید گاز مقداری از این آب‌ها نیز تولید می‌شود که به آن آب تولیدی^۳ می‌گویند. آب‌های تولیدی شیرین همان بخارات آب درون مخزن گاز بوده که در هنگام تولید گاز، به همراه آن به سطح زمین می‌رسد. در اثر افت فشار و کاهش دما این بخارات تبدیل به مایع شده و تولید آب شیرین را می‌کند. آب‌های درون مخزن می‌تواند شور باشد و همراه با گاز تولیدی، آب‌های شور تولیدی را ایجاد نمایند. افزایش شوری آب‌های درون مخزن گاز با مکانیسم اولیه تشکیل مخزن در زمان‌های قدیم ارتباط دارد.

مخازن گازی و نفتی در یک محیط رسوبی دریایی-لاگونی تشکیل شده‌اند. در این محیط به طور مکرر پیشروی و پسروی آب دریا اتفاق افتاده است. به طوری که در اثر این پیشروی و پسروی، مقداری از آب دریای شور در محیط‌های لاگونی به دام افتاده است و در اثر گرما، بخشی از آن تبخیر و شوری افزایش یافته است. تمامی آب لاگون تبخیر نشده است؛ بلکه بخشی از آن هم‌زمان با رسوب گذاری سنگ‌های کربناته در بین رسوبات به دام افتاده و هم‌زمان دفن شده‌اند و با گذشت زمان مخزن تشکیل شده است. در ابتدا درون مخزن کلاً توسط آب پر شده بوده است؛ اما پس از تشکیل گاز از سنگ مادر و مهاجرت آن به سمت بالا، آب‌های شور درون مخزن به علت چگالی بیشتر به سمت پایین رانده شده و گاز به جای آب جایگزین شده و مخزن گاز تشکیل شده است به طوری که گاز در بخش بالایی و آب شور در پایین توسط مرز آب و گاز جدا شده‌اند. این آب شور زیر مخزن گاز اصطلاحاً آبده یا آبران نامیده می‌شود. در اثر مهاجرت گاز و تشکیل مخزن، گاز توانایی جابه‌جایی تمامی آب شور را ندارد زیرا بخشی از آب شور در

¹ Formation water

² Connate water

³ Produced formation water

بین حفرات ریزتر تحت مکش قرار گرفته است. به این بخش از آب شور که در مخزن گاز و در کنار گاز باقی می ماند آب بین دانه‌ای^۱ گفته می شود.

بنابراین آب‌های درون مخزن و زیر مخزن منشأ اولیه یکسانی داشته و در اثر تبخیر در یک محیط لاگونی از آب دریا تشکیل شده‌اند و بالتبع شوری آن‌ها افزایش یافته است. شوری آب‌های شیرین از حدود ۲۰ تا ۱۰۰ میلی گرم در لیتر می تواند متغیر باشد اما شوری آب‌های شورابه درون مخزن می تواند تا حدود ۶۰۰۰۰۰ میلی گرم در لیتر نیز با تیپ Ca-Na-Cl برسد (Kharaka, 2004). با وجود شوری برابر و همچنین منشأ یکسان شورابه درون مخزن و آبدۀ زیر مخزن گاز، در طول زمان در اثر تماس با سازندهای مختلف ممکن است برخی از خصوصیات شیمیایی و ایزوتوپی آب‌ها تغییر کرده باشد و از این خصوصیت می توان جهت تفکیک آب‌ها استفاده کرد.

۱-۲- بیان مسئله و هدف

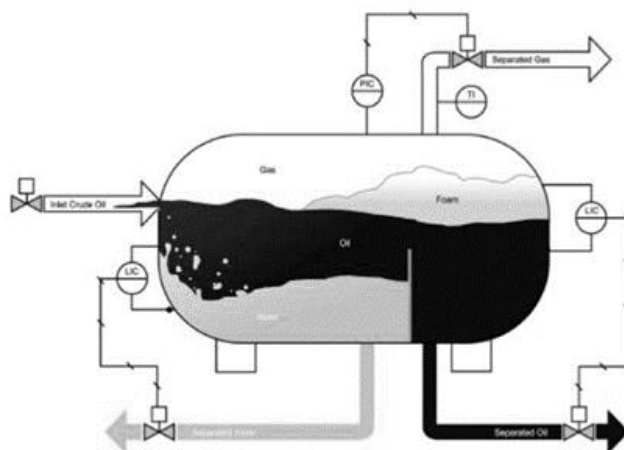
در چاه‌های گاز همراه با تولید گاز، مقداری آب نیز به عنوان آب تولیدی خارج می گردد. این آب‌های تولیدی می توانند شیرین و یا شور باشند. اکثر مخازن در ابتدای تولید و بهره‌برداری، حاوی آب تولیدی شیرین هستند اما با گذشت زمان و افزایش برداشت و افت فشار در مخازن، آب شور نیز تولید می شود. منشأ آب‌های شیرین بخارهای درون مخزن بوده که در سر چاه به مایع تبدیل شده‌اند.

آب‌های تولیدی در هنگام تولید گاز هم‌زمان با حرکت آن به سمت منطقه تولیدی^۲ در درون چاه جریان می یابد. در سر چاه، آب و گاز توسط تفکیک‌گرهای نصب شده در روی زمین از هم تفکیک می شوند (شکل ۱-۲)؛ بنابراین آب شور از گاز جدا شده و گاز به سمت پالایشگاه هدایت می شود. آب شور تولیدی دارای شوری بالایی می باشد به طوری که باعث بروز مشکلاتی در ادوات سرچاهی و حتی در پالایشگاه می شود. با توجه به شوری بالای این آب‌ها، بلورهای نمک در اطراف شیرآلات و حتی در خود چاه تشکیل می گردد

¹ Intergranular brine

² Pay-zone

که به اجبار مجبور به کاهش تولید گاز در جهت کاهش تولید آب شور می‌شوند؛ زیرا در تفکیک‌گرها آب شور به طور کامل از گاز جدا نشده و بخشی از آن همراه با گاز به سمت پالایشگاه جریان می‌یابد.



شکل ۱-۱- نمای شماتیک یک تفکیک‌گر سر چاهی

مشکل تولید آب شور یکی از معضلات بزرگ در میدان‌های نفت و گاز بوده که هزینه‌های بسیاری مانند هزینه‌های ناشی از ایجاد خوردگی، پایین آمدن میزان تولید و مشکلاتی در برابر عملیات پالایش و تصفیه گاز به واسطه تولید آب شور در میدان‌ها را به همراه دارد. یکی از مهم‌ترین سؤالات در مورد آب‌های سازندی عمیق در حوضه‌های رسوبی، مربوط به منشأ آب‌های شور می‌باشد. تعیین منشأ آب‌های شور برای بررسی تاریخچه تکامل و به دست آوردن اطلاعات در مورد مهاجرت سیال در حوضه رسوبی مفید می‌باشد. لازم به ذکر است مطالعه و جلوگیری از تولید آب تولیدی از مخازن دارای سابقه طولانی می‌باشد، اما مطالعه تولید آب و نمک اضافی سابقه چندانی نداشته است.

میدان گازی شانول در سال ۱۳۸۵ شروع به کار کرده است. در سال‌های اخیر تولید آب شور باعث ایجاد خوردگی و گرفتگی در تأسیسات سرچاهی و پالایشگاه و بالتبع کاهش تولید نفت و گاز در این مخزن گازی گردیده است. در این تحقیق با استفاده از مطالعات زمین‌شناسی و بررسی ویژگی هیدروشیمیائی و ایزوتوپی نمونه آب‌های تولیدی، منشأ شوری و به‌طور کلی منشأ آب‌های تولیدی مخزن گازی شانول

مطالعه شده است. بررسی و تعیین منشأ آب و نمک اضافی و ارائه راهکارهای مناسب برای حل این مشکل، لازم و ضروری می‌باشد. منشأ یابی بروز این پدیده می‌تواند به پیشگیری از وقوع آن در چاه‌هایی که بالقوه آماده تولید آب و نمک اضافی هستند ولی این پدیده در آن‌ها بروز نکرده است، مفید باشد.

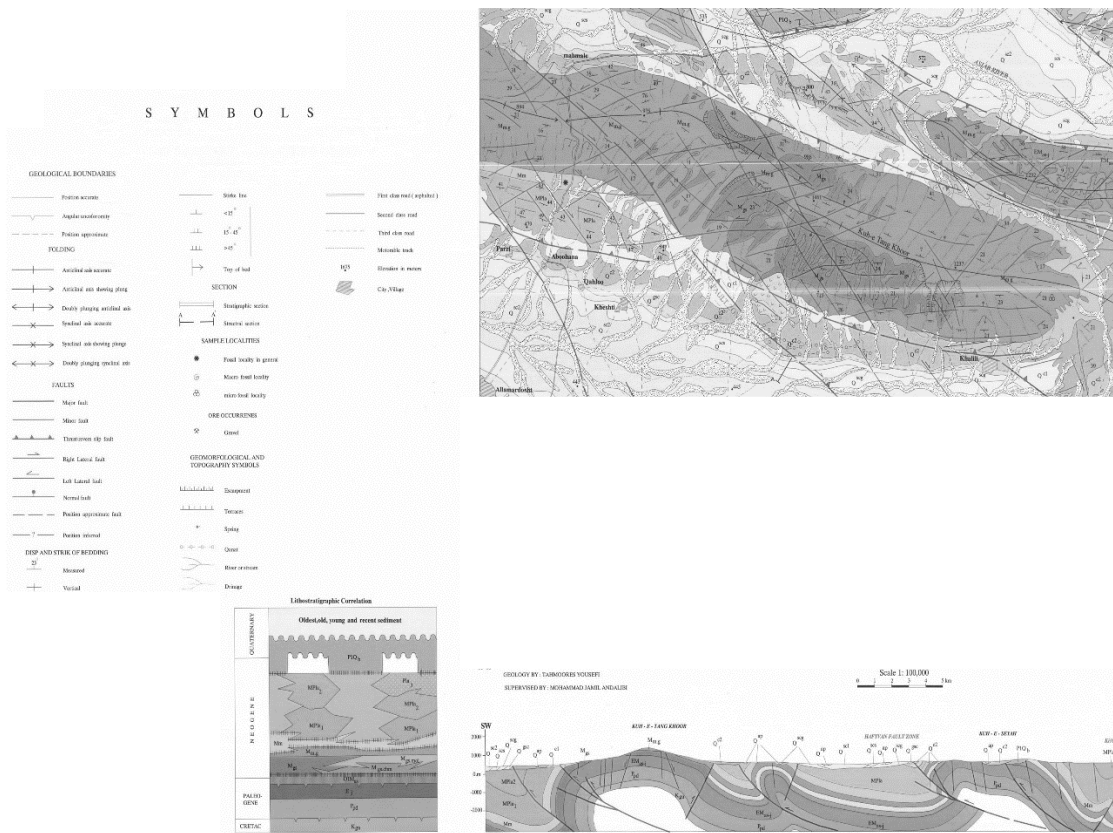
۱-۳- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

در ایران سه منطقه نفتی برای مطالعه سازندهای نفتی وجود دارد که شامل منطقه زاگرس، منطقه ایران مرکزی و منطقه کپه داغ است. کلیه حوضه‌های رسوبی دارای اولویت یکسان برای عملیات اکتشافی نمی‌باشند. از کل مساحت کشور در خشکی و دریا حدود ۹۰۰۰۰۰ کیلومترمربع با درجه اولویت‌های متفاوت (از قوی تا بسیار ضعیف) قابلیت ایجاد نفت و گاز را دارند.

حوضه زاگرس در ایران از شمال غربی تا جنوب شرقی امتداد دارد و در واقع در جهت کشیدگی رشته‌کوه زاگرس است. منطقه عملیاتی پارسیان دارای چهار میدان فعال عملیاتی شامل میدان‌های تابناک، هما، شانول و وراوی است که در مجاورت شهرهای لامرد، خنج و مهر قرار گرفته‌اند. تعداد چاه‌های تولیدی این منطقه ۹۱ حلقه و ظرفیت تولید گاز این منطقه نیز حدود ۸۰ میلیون مترمکعب گاز در روز است. میدان گازی شانول در شمال شرقی بخش علامرودشت، در میان دو طول خاوری ۵۳ درجه تا ۵۳/۳۰ درجه و عرض شمالی ۲۷/۳۰ درجه تا ۲۸ درجه در مجاورت شهرستان خنج در جنوب استان فارس قرار دارد (شکل ۱-۱).

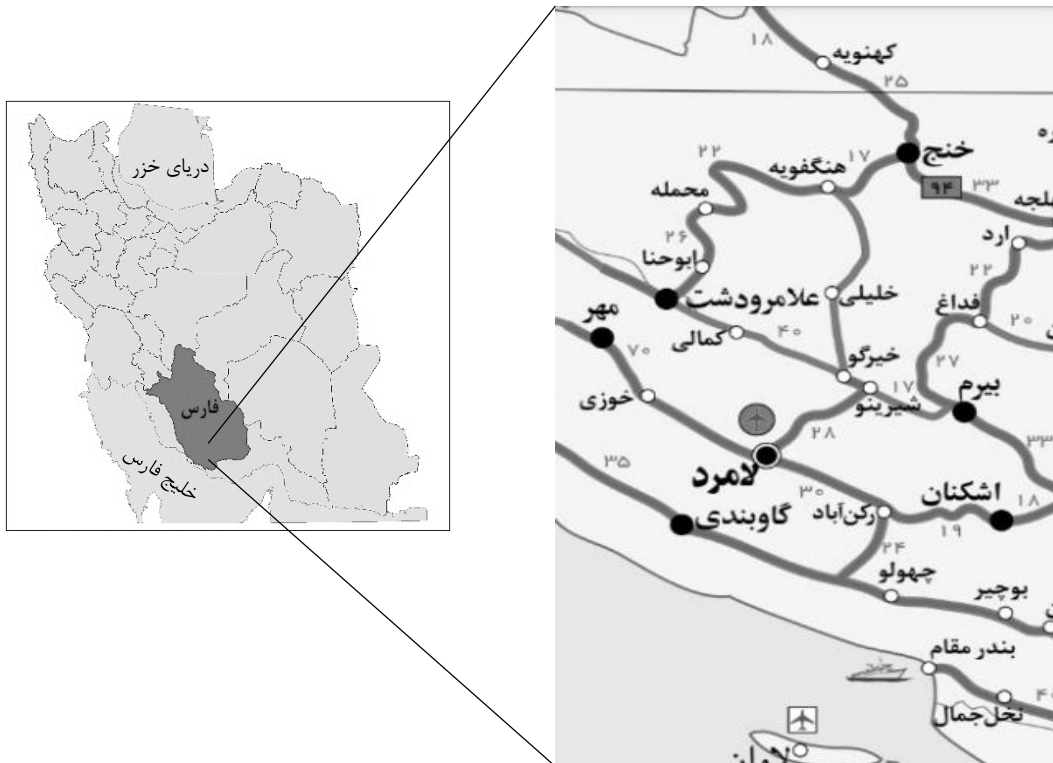
این میدان گازی که در کوه تنگ خور علامرودشت واقع شده است، دارای ۱۶ حلقه چاه تولیدی با تسهیلات سرچاهی، خطوط لوله جریانی و مرکز جمع‌آوری گاز تولیدی می‌باشد که پس از ارسال به مرکز تفکیک که شامل لخته‌گیر، مخزن سه فاز و پمپ ارسال مایعات می‌باشد، به صورت گاز و مایعات گازی به پالایشگاه گاز پارسیان ارسال می‌گردد. مخزن گازی شانول یک میدان گازی بزرگ از نوع گاز شیرین با ظرفیت بیش از ۱۰ تریلیون فوت مکعب و حدود ۱۰۰ میلیون بشکه مایعات گازی است و توان تولید

روزانه گاز این میدان ۶۰ میلیون فوت مکعب در روز از هر چاه است (شرکت بهره برداری نفت و گاز زاگرس جنوبی، ۱۳۹۴).



شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

از راه‌های مهم ارتباطی منطقه می‌توان به راه شیراز-خنج-لار و خنج به سوی لامرد و شیراز اشاره نمود (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۳- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

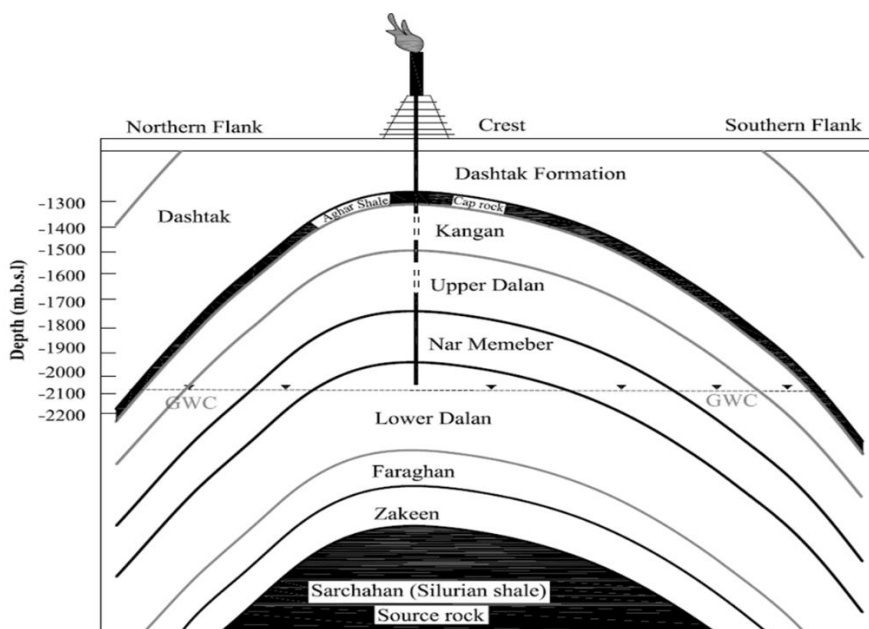
۴-۱- چینه‌شناسی منطقه

به علت تجمع و ذخیره گاز در طبقات زیرزمینی، دستیابی به آن مستلزم شناسایی کامل زمین‌شناسی مخزن است. از این رو در ادامه درباره دیرینه‌شناسی و واحدهای چینه‌ای که در گستره منطقه مخزن گاز وجود دارد، توضیحاتی ارائه می‌شود.

تمام مخازن گازی که در جنوب کشور قرار دارند، در یک محیط لاگونی تشکیل شده‌اند. محیط لاگونی محیطی در کنار دریای آزاد ولی مجزا با آن است. آب ذخیره شده در این مکان در طی زمان دچار تبخیر گشته و به تدریج شوری آن نیز افزایش می‌یابد.

دوران دوم زمین‌شناسی، دوران مهم‌ترین تحولات زمین‌شناسی ایران به شمار می‌آید که طی رخداد

سیمرین پیشین و پسین و هم‌چنین لارامید، حوادثی چون تشکیل حوضه‌های رسوبی کپه داغ و زاگرس و گسترش آن‌ها، رخ داده است. طی پالئوزوئیک فوقانی، ایران پسروری و پیشروی‌های متعددی را پشت سر می‌گذارد که به‌صورت دگرشیبی‌های محلی و ناپیوستگی‌های رسوبی مشخص بوده و نشانه آن است که منطقه از حرکات کوهزایی هرسی‌نین متأثر بوده است. با آغاز پرمین، پیشروی دریا دوباره آغاز می‌شود و تقریباً تمام ایران زیر آب فرو می‌رود. نتایج مطالعات چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی و فسیل‌شناسی حاکی از آن است که در پرمین فوقانی و اساساً در هنگام تریاس، در محل سلسله جبال زاگرس فعلی، دریای دیگری که آن را نئوتتیس می‌گویند گسترش داشته است. با گذشت زمان لایه‌های رسوبی تشکیل شده و آب شور، هم‌زمان با رسوب گذاری، در حفرات بین رسوبات باقی می‌ماند. با گذشت زمان گاز در سنگ منشأ تشکیل شده و به سمت این لایه‌های فوقانی حرکت کرده و آب شور درون حفرات به سمت پایین رانده شده و در نهایت مخزن گاز تشکیل می‌شود به‌طوری که گاز در بالا و آب شور در پایین قرار می‌گیرد. گاز توانایی راندن تمام آب به سمت پایین را ندارد و مقداری آب شور در بین حفرات ریز به صورت آب بین دانه‌ای در محیط غیر اشباع قرار می‌گیرد (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴- نحوه قرارگیری آب و گاز و لایه‌های رسوبی مخزن گازی شانول

سازند فراقان و دالان نشانگر ردیف‌های پیشرونده‌اند. گروه دهرم به سه سازند تقسیم می‌شود: از پایین به بالا سازند فراقان با سنی از دونین تا پرمین که سنگ‌شناسی کلی آن شامل ماسه‌سنگ است. سازند دالان با سن پرمین که سنگ‌شناسی آن شامل کربنات‌ها و تبخیری‌ها است و بالاخره سازند کنگان با سن تریاس پیشین که سنگ‌شناسی آن شامل کربنات است.

سنگ منشأ مخزن گازی شانول سازند سرچاهان، سنگ مخزن سازند کنگان و دالان از گروه دهرم و سنگ‌پوش آن سازند دشتک از گروه کازرون می‌باشد.

۱-۴-۱- سازند ماسه‌سنگی فراقان

این سازند اولین عضو از گروه دهرم می‌باشد و از رسوبات تخریبی که در لابه‌لای آن لایه‌هایی از آهک نیز به چشم می‌خورد و بر روی یک ردیف شیل دارای گراپتولیت متعلق به سیلورین قرار می‌گیرد، تشکیل شده است.

ضخامت این سازند در برش نمونه تحت‌الارضی تنها ۱۱۲ متر است و چون شیب طبقات در فاصله عمقی یاد شده کم است، این ۱۱۲ متر به عنوان ضخامت حقیقی چینه‌ای معرفی گردیده است (قوبدل، ۱۹۹۰). لایه‌های قاعده‌ای این سازند بیشتر به صورت یک کوارتز کنگلومرا با قلوه‌های نیمه مدور که قطر آن‌ها به ۵ سانتی‌متر هم می‌رسد همراه با ماسه‌سنگ و سیمان سیلیسی است. ماسه‌سنگ‌ها به صورت کوارتز آرنایت با دانه‌بندی درشت تا متوسط با سیمان‌بندی ضعیف، شکننده و در اغلب اوقات دارای تخلخل بین‌دانه‌ای است. تناوب شیل‌هایی به رنگ‌های متفاوت و ماسه‌سنگ‌های کوارتز آرنایت با دانه‌بندی متوسط تا دانه‌ریز تشکیل دهنده باقی ردیف این سازند است (مطیعی، ۱۳۶۶). حد بالایی این سازند با کربنات‌های سازند دالان تدریجی است. تناوب ماسه‌سنگ‌ها و کربنات‌ها به تدریج تبدیل به ردیف کاملاً کربناتی می‌شود و کربنات‌های قاعده سازند دالان به شدت ماسه‌ای می‌باشند. محیط رسوبی سازند فراقان به خوبی

مطالعه نشده ولی رسوبات آواری این سازند به محیط‌های رودخانه‌ای و دلتایی نسبت داده می‌شوند. حد زیرین سازند فراقان با یک دگرشیبی مشخص می‌شود و طبقات زیرین این سازند معمولاً بر روی رسوباتی از کامبرین تا سیلورین قرار می‌گیرد (زابو و خردپیر، ۱۹۷۸).

۱-۴-۲- سازند کربناتی دالان

این سازند دومین عضو از گروه دهرم می‌باشد و مجموعه‌ای از ردیف‌های کربناتی تبخیری است. تغییرات سنگ‌شناسی آن تابع تغییرات رخساره‌ای در موقعیت‌های مختلف است. چهار رخساره کلی در این سازند قابل تشخیص است که به ترتیب عبارت‌اند از:

۱- رخساره کربنات‌های ساحل محدود یا مسدود

این رخساره در استان فارس دارای گسترش است. محیط مولد این رخساره معمولاً کم انرژی تا با انرژی متوسط است و رسوبات تبخیری نار نیز در این رخساره دیده می‌شوند. آهک‌هایی که در این رخساره دیده می‌شوند معمولاً دارای تخلخل و تراوایی کم هستند و تنها در زمانی که سنگ‌ها به صورت گرین استون، آلیتیک و یا واجد روزن‌داران باشند دو فاکتور فوق رو به فزونی می‌نهند. این وضعیت به صورت میان لایه‌ای دیده شده است.

۲- رخساره کربنات‌های ارگانیک ساحلی

این رخساره بیشتر در زاگرس بلند دیده می‌شود. در این رخساره از سنگ‌های تبخیری خبری نیست و این معرف محیطی با انرژی متوسط تا زیاد می‌باشد. تخلخل و تراوایی اولیه نیز در آن توسعه یافته است. در پاره‌ای نقاط کربنات‌های این رخساره توده‌ای و فاقد لایه‌بندی به نظر می‌رسند. در نقاطی که کربنات‌ها دولومیتی شده باشند دارای بلورهای درشت تا متوسط و تخلخل فراوان می‌باشند.

احتمال دارد که این رخساره در ارتباط با بلندی‌های قدیمی در زاگرس بلند باشد. بدین مفهوم که محل امروزی زاگرس بلند به صورت بلندی قبل از رسوبات پرمین و سپس در حین رسوب گذاری پرمین عمل

کرده است و بدین سان محیطی مناسب را جهت رویش ریف‌های ارگانیکی به وجود آورده است. این ساحل کربناتی ارگانیکی محتملاً به صورت یک سد عمل کرده و موجب انسداد چرخش آزاد آب دریا شده و در نتیجه رسوبات تبخیری در جنوب آن یعنی نواحی فارس، خلیج فارس و غیره بر جای نهاده شده‌اند.

۳- رخساره کربناتی دریای آزاد

این رخساره مبین محیطی رسوبی با انرژی متوسط تا کم می‌باشد. توسعه تخلخل در این کربنات‌ها ضعیف و فقط منحصر به لایه‌های نازک می‌باشد.

۴- رخساره کربناتی-آواری نزدیک ساحل

این رخساره شامل آهک‌های فوزولینیدار در تناوب با ماسه‌سنگ است. احتمالاً منشأ این رسوبات آواری از بلندترین نقاط زاگرس است یعنی محلی که سازندهای آواری چون زاگون و لالون در طی زمان پرمین پسین بیرون‌زدگی داشته‌اند و پشته‌ها و یا جزایری را به وجود آورده‌اند که منطقه تأمین منشأ برای ذرات ماسه‌ای در پرمین باشند.

سازند دالان در برش نمونه دارای دو نوع سنگ‌شناسی کربناتی و تبخیری است و لذا در آن سه بخش قابل تشخیص می‌باشد.

۱- بخش کربناتی بالایی (غیررسمی)

قسمت زیرین این بخش شامل آهک‌های سنگواره‌دار و دولومیت می‌باشد. قسمت بالایی آن شامل آهک‌های آلئیتیک و پلتی نیمه دولومیتی و چندلایه کاملاً دولومیتی شده می‌باشد. آهک‌های سنگواره دار قسمت زیرین به خوبی قابل تشخیص در سطح زمین می‌باشند. در برش تحت‌الارضی این بخش به وسیله نمودار پرتو گاما فاقد رس و به اصطلاح تمیز معین می‌شود. گاهی این آهک به نام آهک بیو کلاستیک قاعده‌ای نیز خوانده شده است. این آهک بیو کلاستیک قاعده‌ای از آهک و دولومیت‌های قسمت بالایی کربنات‌های زیرین به وسیله یک لایه آهک رس دار و یا لایه‌ای از شیل جدا می‌شوند. قسمت بالایی

کربنات‌های زیرین شامل آهک‌های آلیتی و آهک‌های دولومیتی شده با توسعه معمولی در تخلخل می‌باشد. در درون کربنات‌های زیرین دو لایه ممیز تبخیری (انیدریت) دیده می‌شود که از پایین به بالا به نام شاخص A و شاخص B خوانده می‌شوند. در بیشتر مناطق گسترش تبخیری شاخص B از شاخص A بیشتر است. ضخامت کربنات‌های زیرین با در نظر گرفتن آهک بیو کلاستیک قاعده در اغلب مناطق حفاری شده به ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر می‌رسد ولی احتمالاً ضخامت آن در نواحی هرمزگان بیشتر است. حد زیرین آن با سازند فراقان تدریجی و قابل انطباق و حد بالایی آن با بخش تبخیری نار همساز و همراه با تغییر رخساره آهکی به تبخیری است.

۲- بخش تبخیری نار (رسمی)

این بخش شامل انیدریت‌های ضخیم لایه در تناوب با دولومیت‌های آلیتی است. سطح چینه‌ای حد بالایی این بخش متفاوت است و با تغییرات سنگ‌شناسی همراه می‌گردد. مثلاً یک لایه انیدریتی در جوانب ابتدا تبدیل به دولومیت انیدریتی و بالاخره به دولومیت تغییر می‌یابد و شاید همین تغییر رخساره مهم‌ترین عامل مؤثر در تغییرات ضخامت باشد. در شمال ناحیه فارس ضخیم‌ترین و حجیم‌ترین لایه‌های تبخیری در قسمت بالایی بخش نار ظاهر می‌شوند. تخلخل مطلوب در این بخش در لایه‌های آلیتی و دولومیتی شده دیده می‌شود. این قسمت پوش سنگ مخازن مهمی در ایران می‌باشد.

۳- بخش کربناتی پایینی (غیررسمی)

از نظر سنگ‌شناسی قسمت پایینی این بخش شامل آهک‌های آلیتی و قسمت بالایی شامل آهک‌های میکریتی و لایه‌های دولومیت است و در عین حال لایه‌هایی از انیدریت و دولومیت‌های انیدریتی را نیز شامل می‌شود. در قسمت راستی این بخش یک زون انیدریتی وجود دارد که به آن تبخیری شاخص C می‌گویند. ضخامت این بخش در شمال ناحیه فارس حدوداً ۳۰۰ متر است و با تغییرات رخساره‌ای و تبدیل لایه‌های تبخیری بالایی بخش نار به دولومیت، ضخامت این بخش افزایش می‌یابد. بنابر آنچه

گذشت قاعده بخش کربناتی بالایی یک مرز تغییرات رخساره‌ای است و درجایی قرار می‌گیرد که رسوبات تبخیری به دولومیت و یا آهک تغییر می‌یابد. این عضو به علت تخلخل بسیار زیاد، سنگ مخزن گروه دهرم به شمار می‌آید.

پسروی دریا در پرمین پسین موجب فعالیت‌های فرسایشی در بخش‌های کم‌عمق حوضه رسوبی زاگرس و در نتیجه نبود چینه‌شناسی شده است و این در حالی است که رسوب گذاری در حوضه‌های پراکنده دیگر در ایران مرکزی همچون آباده تداوم داشته است. بنا به همین دلایل حد بالایی سازند دالان با نبود چینه‌شناسی و یک دگرشیبی جزئی همراه می‌باشد. حد تماس زیرین سازند چنانچه در مورد بخش کربنات پایینی اشاره شد به سازند فراقان تدریجی و همساز می‌باشد.

حوضه زاگرس در پرمین فوقانی، مرحله ریفت‌زایی را پشت سر گذاشته است، ولی از تریاس میانی تا میوسن مرحله ژئوسینکلاینی داشته و در آن رسوبات با ضخامت بسیار زیاد در حوضه در حال فرونشینی، ته‌نشین شده‌اند. طی پسروی مهمی که حادث می‌شود و تا تریاس میانی ادامه می‌یابد، رسوبات تبخیری که حاکی از وجود آب و هوای گرم و خشک می‌باشد، تقریباً در تمام تریاس در زاگرس به جا مانده است. در حد بین پرمین و تریاس زیرین، یک دوره پسروی عمومی اتفاق می‌افتد که با توجه به شرایط آب و هوایی تقریباً گرم و حاره‌ای در برخی مناطق ایران مانند زاگرس، قشری از رسوبات فرسایشی به وجود می‌آید. پس از آن، دریا پیشروی می‌کند. ولی عمق آن حتی از دریای پرمین نیز کمتر بوده است؛ زیرا در رسوبات آهکی و شیلی-آهکی این زمان، فسیل کرم‌ها دیده می‌شود که نشانه عمق خیلی کم آب دریا است و دوکفه‌ای‌های کلاریا هم خاص مناطق ساحلی و کم‌عمق‌اند.

سنگ‌های پرکامبرین پسین تا تریاس میانی ایران عموماً در محیط‌های دریایی کم‌عمق و حتی قاره‌ای و تبخیری با فازهای متعدد فرسایشی قرار داشته‌اند.

به طور کلی سنگ‌های تریاس زاگرس چین‌خورده، رخساره کربناتی-تبخیری دارد و شامل دو سازند

کنگان در زیر و دشتک در بالا است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۱-۴-۳- سازند آهکی کنگان

سازند آهکی کنگان سومین عضو گروه دهرم می‌باشد و از اولین رسوبات پیشروی اوایل تریاس به شمار می‌آید. دلیل طبقه‌بندی این سازند در گروه دهرم این است که اولاً تفکیک سازند زیرین از سازند کنگان در سطح زمین به آسانی میسر نیست و از طرفی دیگر در کارهای نفتی سازندهای دالان و کنگان معمولاً یک سنگ مخزن را تشکیل می‌دهند و جداسازی آن‌ها از نظر عملی و مهندسی مخازن نفتی عملاً غیرممکن است، لذا برای دوری جستن از مشکلات بعدی با قرار دادن سازندهای دالان از پرمین و کنگان از تریاس در گروه دهرم تا حدی این مشکل برطرف شده است. ضخامت کلی این سازند ۱۷۸ متر است. در این سازند سه رخساره معین قابل تشخیص می‌باشد:

۱- رخساره کربنات‌های تمیز

۲- رخساره رسی و شیلی قاعده‌ای

۳- رخساره کربناتی تبخیری

رخساره کربنات‌های تمیز که در آن رس کمتر یافت می‌شود، در برش نمونه شامل گرین استون‌های آلئیتیک و پلتی و گل‌سنگ می‌باشد که بعضاً یا تماماً دولومیتی شده و گاهی به همراه مقدار کمی انیدریت دیده می‌شوند. رو به پایین، این رخساره تا حدی سیلتی و ماسه‌ای می‌شود.

رخساره رسی قاعده‌ای دارای توسعه ناحیه‌ای محدودی است و شامل شیل و آهک‌های رسی و لایه‌هایی از دولومیت است که در سطح زمین به آسانی قابل تشخیص می‌باشد، زیرا شامل آهک‌های ورمیکوله به رنگ خاکستری تیره و دارای لایه‌بندی لامینه‌ای تا نازک لایه هوازده نرم حاوی سرپایانی از قبیل کلارایا می‌باشد.

حد تماس رخساره رسی و آهک‌های تمیز تدریجی به نظر می‌رسد. این رخساره رسی معمولاً با لایه‌های

آهک‌های تمیز پایینی جانشین شده‌اند. رخساره کربناتی تبخیری به صورت شاخص در ردیف سازند کنگان لرستان دیده می‌شود. در ارتفاعات زاگرس رسوبات تریاس بسیار کم ضخامت به جای مانده‌اند و این نیز به علت فرسایشی است که قبل از ژوراسیک عمل کرده است. این فاز فرسایشی گاهی بعضاً و یا تمامی رسوبات تریاس را از بین برده است. حد پایینی این سازند، سازند دالان است که مرز بین پرمین و تریاس نیز می‌باشد. این حد با دگرشیبی فرسایشی همراه است. حد بالایی این سازند به سازند تبخیری دشتک، بخش شیلی آغار به صورت همساز می‌باشد (آقناباتی، ۱۳۸۳).

۱-۴-۴- سازند تبخیری دشتک

سازند تبخیری دشتک عضو گروه کازرون است و دارای گسترش جغرافیایی وسیعی است و شامل ردیف تبخیری بالای تریاس می‌شود. این سازند خود به دو بخش رسمی و چهار بخش غیررسمی از پایین به بالا تقسیم می‌شود که در صفحه بعد توضیحات مربوط به هر قسمت آورده شده است.

۱-بخش شیلی آغار (رسمی)

این بخش شیلی پایین‌ترین بخش سازند تبخیری دشتک محسوب می‌شود و از جمله واحدهای سنگ-چینه‌ای تریاس است که در سراسر خلیج فارس و زاگرس به خوبی قابل تشخیص می‌باشد. بخش شیلی آغار به عنوان طبقات شاخص در تمامی نواحی زاگرس دارای توسعه است. قبلاً تصور می‌شد که این واحد حد جدایش پرمین و تریاس بوده و کم و بیش معادل قسمت پایینی سازند شیلی سودیر در عربستان به حساب آمده است. نام آغار از ساختار طاق‌دیسی به همین نام در حوالی فیروز آباد فارس انتخاب شده است. در این طاق‌دیس که از ذخایر عظیم گاز کشور است قبلاً سه حلقه چاه توسط شرکت سابق اگوکو حفاری شده است. ضخامت این بخش متغیر و از ۱۰ تا ۴۰ متر دیده شده است. از مشخصات این بخش شیلی، رنگ قهوه‌ای سوخته آن است که گاه با رنگ‌های قرمز و سبز عجین شده و بدان منظره رنگارنگی می‌بخشد و گاه به صورت شیل‌های سیلتی نیز دیده شده است. این ردیف معمولاً با لایه‌های نازک دولومیت، انیدریت

و سیلتستون در تناوب است. این بخش شیلی از نظر رسوب‌شناسی مشابه سازند سودیر در عربستان می‌باشد. بخش شیلی آغار در مخزن بالایی گروه دهرم، پوش سنگ شناخته می‌شود.

۲- بخش تبخیری A (غیررسمی)

پایین‌ترین ردیف تبخیری در سازند دشتک بخش تبخیری A نام دارد که یک واحد سنگ‌چینه‌ای غیررسمی است. قسمت پایینی این بخش از آهک و دولومیت‌های رسی و تناوبی از لایه‌های آهکی، دولومیتی و انیدریت تشکیل شده است. در قسمت بالایی انیدریت ضخیم لایه تا توده‌ای و بالاخره در رأس این بخش یک ردیف شیلی دیده می‌شود. ضخامت تقریبی این بخش حدوداً ۲۲۰ متر است. لایه‌های این بخش به سوی سپر عربستان بیشتر شیلی می‌شود.

۳- بخش تبخیری B (غیررسمی)

در ناحیه فارس یک ردیف نسبتاً نازک انیدریت و دولومیت معرف این بخش است. ضخامت این بخش حدوداً ۴۰ متر است که به‌خوبی از طریق نمودارها و خرده‌سنگ‌های حاصل از حفاری قابل تشخیص می‌باشد. رأس بخش تبخیری B تقریباً در ۱۶۰ متری بالای رأس بخش A در برش نمونه قرار می‌گیرد و در فاصله بین این دو بخش لایه‌های رسی و شیلی همراه با سیلتستون قرار دارند.

۴- بخش تبخیری C (غیررسمی)

این بخش بسیار متغیر است و ضخامت آن بین صفر تا ۲۵۰ متر در نوسان است. قسمت‌هایی از رسوبات این بخش می‌تواند در اثر دگرشیمی فرسایشی بعد از تریاس از بین رفته باشد.

۵- بخش دولومیت سفیدار (رسمی)

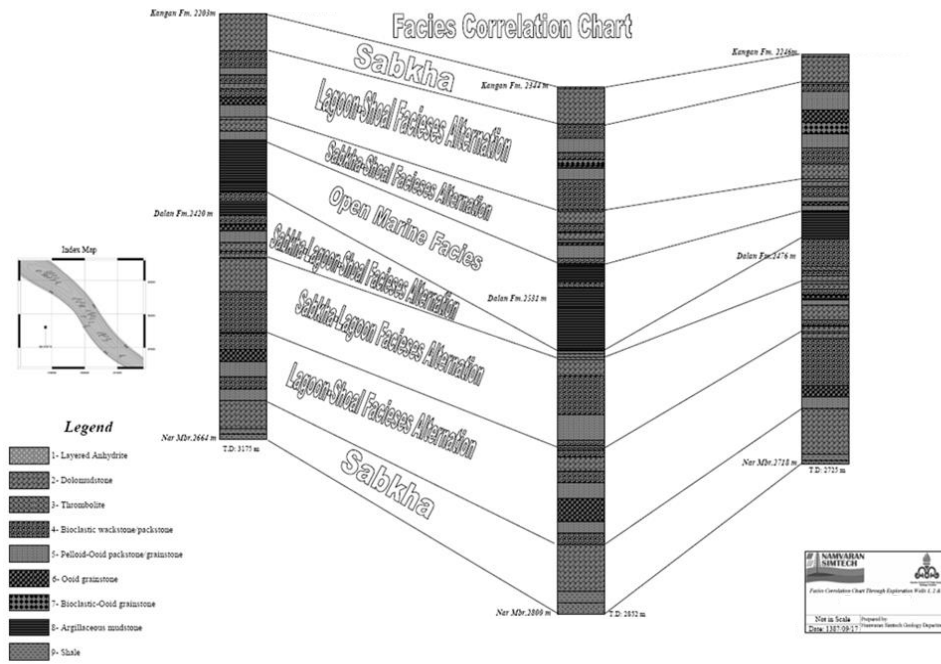
نام سفیدار از چاه شماره یک سفیدار در ۶۰ کیلومتری جنوب شیراز اقتباس شده است. ضخامت این بخش ۴۰ متر می‌باشد. دولومیت سفیدار تقریباً یک لایه دولومیتی سخت و برجسته به رنگ قهوه‌ای تیره متبلور، با دانه‌های درشت تا متوسط می‌باشد. در قاعده این بخش یک طبقه کنگلومرای آهکی دیده می‌شود.

شود که دلیل یک فاز فرسایشی پیش از رسوب گذاری کربناتی و یا حاکی از آغاز یک چرخه جدید رسوبی می باشد که دولومیت سفیدار اولین رسوبات کربناتی آن فاز پیشروی است. وجود دگرشیبی فرسایشی در قاعده سفیدار در چاه های ۱،۲ و ۳ در میدان گازی کنگان توسط دوران در سال ۱۹۷۸ گزارش شده است. وجود این دگرشیبی فرسایشی در میدان گازی پارس نیز شناخته شده است (مطیعی، ۱۳۶۶). از سوی دیگر زاو و خردپیر در سال ۱۳۶۷ اذعان می دارند که سازند دشتک به طور کلی در خط الرأس طاقدیس ها نازک شدگی دارد که این نازک شدگی را به فرسایش بعد از تریاس نسبت داده اند. این شواهد گویای یک دگرشیبی فرسایشی عمومی است.

۶- بخش تبخیری D (غیررسمی)

این بخش بالاترین واحد سنگی در سازند دشتک است که میان دولومیت سفیدار و سطح دگرشیبی بین تریاس و ژوراسیک قرار می گیرد. از نظر سنگ شناسی شامل تناوبی از دولومیت، انیدریت و شیل می باشد. این سازند دارای گسترشی محدود است و در بسیاری جاها ردیف این سازند در سطح دگرشیبی از بین رفته است. حد بالایی سازند دشتک دگرشیبی تریاس-ژوراسیک است. در اثر این دگرشیبی ضخامت های متفاوتی از سازند دشتک از بین رفته است. از جمله بخش هایی که مورد فرسایش قرار گرفته اند، بخش تبخیری D و بخش دولومیتی سفیدار است. ولی گاهی عمق این فرسایش به بخش تبخیری B و به ندرت به طبقات پایین تر هم می رسد. حد پایینی سازند دشتک و سازند کنگان همساز توصیف شده است (مطیعی، ۱۳۶۶).

ستون چینه شناسی سازندهای فوق در شکل ۱-۵ قابل مشاهده می باشد. در این شکل محیط های لاگون به خوبی نشان داده شده است.



شکل ۱-۵- ستون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

فصل دوم: مطالعات پیشین

انواع و غلظت نمک‌های محلول آب در محیط‌های طبیعی به سنگ‌ها و موادی که آب با آن‌ها در تماس است، سرعت حرکت آب، مسافت و به منشأ آن بستگی دارد. آب سطحی، زیرزمینی کم‌عمق و عمیق، با هر منشائی به سمت افزایش شوری و کاهش پتانسیل اکسیداسیون حرکت می‌کند (Sanders, 1991).

فرض اصلی برای پیدا کردن منشأ شوری این است که ترکیب شیمیایی منبع اولیه شوری در طول فرآیند شور شدن ثابت بماند. چرا که تغییر ترکیب شیمیایی منبع شوری به طور مستقیم بر روی میزان نمک و نوع تیپ آب مؤثر است (Vengosh, 2004).

مواد محلول در آب‌های سطحی عمدتاً از انحلال کانی‌ها (تبخیری‌ها مانند هالیت، ژیپس، انیدریت و...) منشأ می‌گیرد. به طور محلی مواد حاصل از فعالیت‌های ماگمایی و آتشفشانی و نفوذ آب شور از سنگ بستر به داخل آبخوان، آب باران، عبور آب از منافذ خاک و منطقه ریشه گیاهان ممکن است باعث افزایش شوری شوند. همچنین عوامل متعدد دیگری مانند تبادل کاتیونی، نفوذ آب شور دریا و آب‌های محبوس یا فسیل که غالباً حاوی مواد معدنی زیادی هستند نیز می‌توانند بر شوری آب تأثیرگذارند.

آب‌های فسیلی در حوضه‌های رسوبی مخازن گازی-نفتی دارای شوری‌های متفاوت می‌باشند که میزان شوری آن‌ها به مکانیسم تشکیل در زمان‌های قدیم زمین‌شناسی برمی‌گردد. در طول پیشروی و پسروی آب دریا، رسوبات مختلف در طی فرآیند تبخیر از آب دریای به دام افتاده در محیط‌های لاگونی ته‌نشین شده‌اند و تشکیل سازندهای مختلف را داده‌اند. در طی فرآیند رسوب‌گذاری مقداری آب دریای باقی مانده در اثر تبخیر نیز هم‌زمان با رسوب‌گذاری در بین حفرات ذرات متخلخل رسوب کرده، دفن شده‌اند. میزان شوری آن‌ها به درجه تبخیر شدن آب دریا قبل از رسوب‌گذاری برمی‌گردد. بنابراین در طی این فرآیندها لایه‌های مختلف تشکیل و دفن شده و تشکیل سازندها و بالتبع مخازن مناسب جهت محصور کردن نفت و گاز را داده‌اند. قبل از نفوذ نفت و گاز و تشکیل مخازن هیدروکربوری، آب شور تمامی خلل و فرج را پر

کرده بود. در طی مهاجرت نفت و گاز و به دلیل اختلاف چگالی، آب شور به پایین رانده شده و گاز در بالا قرار گرفته است و تشکیل سفره آب شور تحت فشار یا همان آبد (آبران) در زیر (محیط اشباع) و مخزن گاز در محیط بالای سطح تماس آب و گاز (غیر اشباع) را داده‌اند. بخش کمی از آب شور در بین خلل و فرج ذرات در درون مخزن گاز در محیط غیر اشباع باقی مانده اند که به آن‌ها آب‌های بین‌دانه‌ای شور گفته می‌شود. بنابراین منشأ اولیه این دو آب یکی بوده است. ولی ممکن است در طی گذشت زمان زمین‌شناسی برخی از خصوصیات آب‌ها تغییر کرده باشد. به این آب شور اگر دارای شوری زیادی باشد شورابه^۱ نفتی نیز گفته می‌شود. اگر این آب‌ها هم‌زمان با استخراج نفت و گاز به سطح زمین انتقال یابند، آب‌های تولیدی نامیده می‌شوند. لازم به ذکر است که به این آب‌های درون حوضه‌های رسوبی عمیق، آب‌های فسیلی یا همان آب‌های ذاتی و یا آب‌های سازندی نیز گفته می‌شود.

همه حوضه‌های رسوبی عمیق دارای آب شور نمی‌باشند. شوری در آب‌های منفذی^۲ حوضه‌های رسوبی از چند میلی‌گرم در لیتر در حوضه‌های کم‌عمق تا ۴۰۰۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر در حوضه‌های شور عمیق مانند حوضه‌های میشیگان، آمریکا و کانادا تغییر می‌کند. محققین مختلفی به ارزیابی منشأ شوری شورابه تولیدی^۳، پرداخته‌اند. وایت ۱۹۵۷، منشأ بیشتر شورابه‌های قدیمی و عمیق را آب فسیلی^۴ می‌داند. آب باقی‌مانده از تبخیر آب دریا، آب حاصل از فیلتر شدن غشایی، آب ماگمایی، آب جوان، آب دگرگونی (آب ناشی از دیانز و یا واکنش‌های آب‌زدایی در طول فرآیند دگرگونی)، شورابه حاصل از اختلاط آب‌های مختلف، آب جوی قدیمی و عهد حاضر و آب زیرزمینی قاره‌ای تبخیر شده نیز می‌توانند عامل افزایش شوری احتمالی آب مخازن نفتی و گازی باشند (Vengosh, 2004; Kharaka and Hanor, 2004; Worden, 2006; Birkle et al., 2009).

¹ Brine

² Pore water

³ Oilfield water

⁴ Connate water

اگرچه شوری در حوضه‌های رسوبی با اضافه شدن عمق افزایش می‌یابد ولی نرخ افزایش در مکان‌های مختلف متفاوت است. در بررسی تغییرات شوری بایستی نوع منشأ شوری و میزان فرآیندهای انتشار^۱، پخش^۲ و حرکت^۳ را نیز در نظر گرفت (Kharaka and Hanor, 2004). ترکیب شیمیایی آب شور^۴ برای هر حوضه بسته به شرایط هیدرولوژی قدیمی منطقه متفاوت می‌باشد (Kreitler, 1989). بیشترین شوری که تا به حال گزارش شده است، حدود $6/43 \times 10^5$ میلی‌گرم در لیتر با تیپ آب سازندی Ca-Na-Cl در حوضه میشیگان می‌باشد (Kharaka and Hanor, 2004; Case, 1945).

۲-۲- مقایسه غلظت عناصر شورابه با انواع دیگر آب

عناصر اصلی در شورابه نفتی کلسیم، منیزیم، پتاسیم، سولفات، کلر و بی‌کربنات می‌باشد؛ سایر یون‌ها دارای غلظت کمی می‌باشند به طوری که غلظت استرانسیم حدود ۱۰۰ میلی‌گرم در لیتر، عناصر آلومینیم، بور، لیتیم، آهن و باریوم از ۱ تا ۱۰۰ میلی‌گرم در لیتر و فلزات کروم، مس، منگنز، نیکل، تیتانیوم، زیرکن، برلیوم، کبالت، سرب، وانادیم و روی حدود چند ppb است (Rittenhouse *et al.*, 1989). محدوده شوری، غلظت یون‌ها و شیمی اجزاء یون‌ها در شورابه نفتی نسبت به دیگر منابع شوری، به شدت تغییر می‌کند. شورابه نفتی نسبت به آب دریا دارای فراوانی دو برابر عناصری مانند کروم، لیتیم، منگنز، سیلیسیم و استرانسیم بوده در حالی که عناصر مس، پتاسیم و نیکل دارای فراوانی حدود نصف آب دریا هستند. در شورابه مربوط به حوضه‌های عمیق^۵، بعضی اوقات یون کلسیم دارای غلظت خیلی بالاتری می‌باشد و TDS به چندصد هزار میلی‌گرم در لیتر می‌رسد. بیشتر شورابه‌ها همراه با رسوب کانی‌ها، دارای عناصر مس، نیکل، کبالت، سرب و یا نقره با غلظت بالا می‌باشند؛ البته این در همه شورابه‌ها به طور طبیعی صدق نمی‌کند (Richter and Kreitler, 1993). منیزیم در شورابه‌ها غلظت کمتری نسبت به آب دریا دارد و با

¹ Dispersion

² Diffusion

³ Advection

⁴ Saline water

⁵ Deep-basin brine

افزایش دما، غلظت آن کمتر می‌شود. غلظت کاتیون‌های استرانسیوم، باریم و آهن معمولاً بیشتر از آب دریا بوده و با افزایش غلظت کلسیم و کلر نیز افزایش می‌یابند. همچنین نسبت لیتیم، پتاسیم، روبیدیم، سزیم به سدیم معمولاً با افزایش دما افزایش می‌یابد (Kharaka and Thordsen, 1992; Honor, 2000). اکثر شورابه‌های مربوط به قبل از ترشیاری، دارای کلسیم، سدیم و کلر بیشتر از میانگین آب دریا می‌باشند (White, 1957). آب‌های خیلی شور دارای غلظت بالای فلزات سنگین می‌باشد (Birkle, 2002). با افزایش شوری (کلر) در آب‌های شورابه غلظت سولفات و عناصری مانند منیزیم و پتاسیم کم می‌شود (Kharaka and Thordsen, 2004). غلظت فلزات در شورابه نفتی و آب شور سازندی به جز منگنز و آهن معمولاً کم می‌باشد. آب‌های شور سازندی دارای غلظت H_2S زیاد (بیشتر از ۵۸ میلی‌گرم در لیتر)، دارای غلظت کم فلزات می‌باشد و آب‌های دارای غلظت کم H_2S (کمتر از ۰/۰۲ میلی‌گرم در لیتر)، دارای غلظت بالای فلزات می‌باشد. این خاصیت در همه شورابه‌های نفتی صادق می‌باشد (Kharaka et al., 2004). غلظت بور، برم، ید و استرانسیوم در سیالات خیلی شور نسبت به دیگر فلزات سنگین در مقایسه با آب دریا و آب زیرزمینی خیلی بیشتر می‌باشد (Birkle et al., Part I, 2009). شورابه‌ای که از انحلال نمک نشأت گرفته است در طول تکامل مقدار سدیم کم و مقدار کلسیم، منیزیم، پتاسیم و استرانسیوم آن در اثر تبادل کاتیونی و واکنش با محیط، زیاد می‌شود (Kharaka, 2004).

۲-۳- روش هیدروژئوشیمیایی به منظور تعیین منشأ و علت شوری آب

آب سازندی در نفت و گاز با توجه به خصوصیات فیزیکی، ایزوتوپی و شیمیایی مورد بررسی قرار می‌گیرند (Webb et al., 2004). از نسبت‌های یونی جهت تشخیص و تمایز منشأهای محتمل شوری شورابه‌های نفتی می‌توان استفاده کرد. با استفاده از نسبت‌های Br/Cl ، Na/Cl و I/Cl می‌توان منشأ شوری حاصل از انحلال نمک را از دیگر منشأها جدا کرد (Richter et al., 1990; Richter and Kreitler, 1986)؛ که در ادامه به شرح آن‌ها پرداخته می‌شود.

۲-۳-۱- نسبت Na/Cl

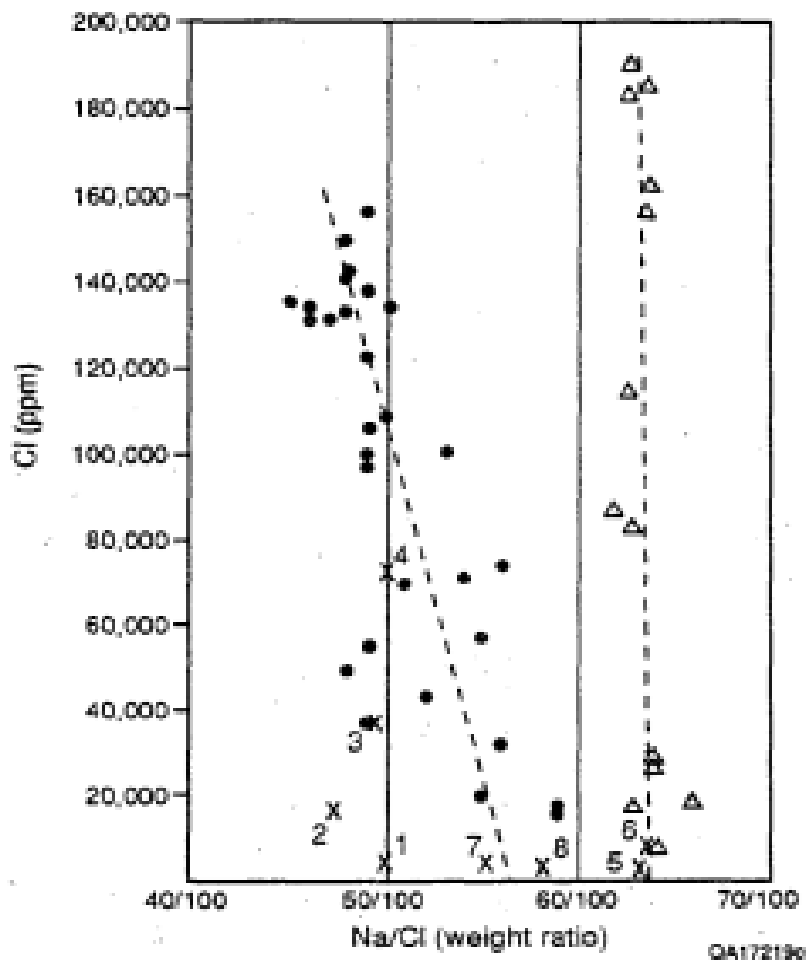
Leonard and Ward (1962) اولین کسانی بودند که از نسبت Na/Cl جهت تمایز بین منشأهای شوری انحلال نمک و شورابه نفتی در منطقه اکلاهاما^۱ استفاده کردند. این نسبت در انحلال نمک از نظر وزنی برابر ۰/۶۴۸ می‌باشد. نمونه‌های دارای نسبت Na/Cl حدود ۰/۶۳ تا ۰/۶۵ از نظر وزنی، نشان دهنده انحلال نمک به‌عنوان منشأ شوری می‌باشند؛ این در حالی است که نمونه‌هایی که از چاه‌های نفت برداشت شده‌اند دارای نسبت Na/Cl کمتر از ۰/۶ از نظر وزنی می‌باشند که این نسبت با افزایش شوری و کلر کمتر می‌شود. اگر هالیت و ژپیس منشأ اصلی مواد محلول باشند، نسبت مولی Na/Cl، در محلول نزدیک به یک می‌شود. این نسبت در شورابه‌ها خیلی بیشتر از یک و در آب دریا حدود ۲/۳ می‌باشد (شکل ۲-۱) (Richter and Kreitler, 1993).

۲-۳-۲- نسبت I/Cl

غلظت ید محلول در آب‌های شور عمیق از کمتر از ۰/۰۱ تا بیشتر از ۱۰۰ میلی‌گرم در لیتر تغییر می‌کند (Carpenter, 1987; Kharaka *et al.*, 1996; Collins, 1975). آب‌های قدیمی دارای مقدار ید بیشتری نسبت به آب‌های عهد حاضر و آب‌های حاصل از انحلال نمک می‌باشند. به طوری که آب دریای کنونی دارای I/Cl حدود 10^{-6} تا 10^{-4} بوده و آب‌های شور قدیمی عمیق^۲ دارای I/Cl حدود 10^{-4} تا 10^{-2} می‌باشند (Richter and Kreitler, 1993).

¹ Oklahoma

² Deep saline



شکل ۲-۱- تعیین منشأ شوری آب غرب اوکلاهما با کمک نسبت Na/Cl در برابر کلر (Richter and Kreitler, 1993)

مقدار نسبت I/Cl در آب فسیلی حدود $0/001$ می باشد به طوری که در شورابه با تیپ Ca-Cl (ppm) 100000 یا شور) مقدار نسبت I/Cl حدود $0/0001$ بوده ولی در شورابه های Na-Cl این نسبت به $0/003$ افزایش می یابد. مقدار نسبت I/Cl در آب های ولکانیکی و متامورفیکی کلروره حدود $0/0001$ بوده که بین آب های فسیلی و دریا قرار گرفته اند (White, 1957).

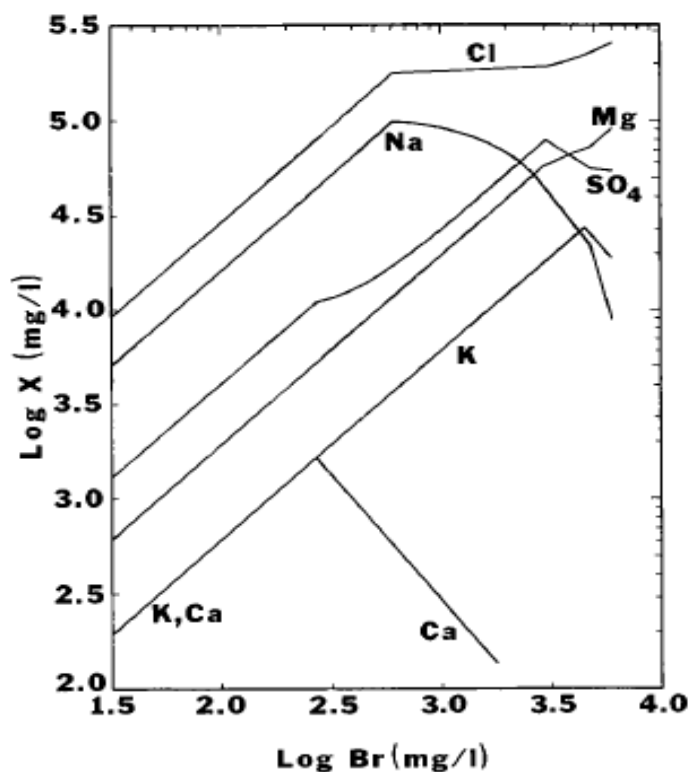
از نسبت I/Cl نیز جهت تشخیص و تمایز بین منشأ های شوری استفاده می شود. اگر منشأ شوری انحلال نمک باشد، مقدار نسبت ید به کلر از نظر وزنی، کمتر از 1×10^{-5} خواهد بود در حالی که این نسبت در شورابه های نفتی بیشتر از 2×10^{-5} است (Bagheri et al., 2014).

۲-۳-۳- استفاده از یون برم

مطالعه برم در مواد طبیعی بیش از ۱۵۰ سال قدمت دارد. برم اگر در آب وجود داشته باشد به آن برمید گفته می‌شود که بهترین ردیاب منشأهای شوری می‌باشد. این یون با انحلال پذیری بالا، پایستار بوده و از محلول به راحتی حذف نمی‌شود و به دلیل داشتن شعاع یونی بزرگ، وارد واکنش‌های شیمیایی نمی‌شود (Stash, 2008). برم بیشتر در آب‌های شور عمیق (مناطق نفتی و گازی) وجود دارد و دارای غلظت بین ۱ تا بیشتر از ۶۰۰ میلی‌گرم در لیتر می‌باشد. مقدار TDS آب دریا ۳۵ گرم در لیتر و مقدار برم آن حدود ۶۵ میلی‌گرم می‌باشد (Davis et al., 1998; Mccaffrey et al., 1987).

در طول تبخیر آب دریا غلظت برم و کلر تا زمان اشباع شدن آب نسبت به هالیت و رسوب اولین بلور نمک، اضافه می‌شود و روی خط تبخیر آب دریا قرار می‌گیرد. زمانی که غلظت کلر برابر با ۱۶۲۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر و برم برابر با ۵۰۰ میلی‌گرم در لیتر شد (وقتی حجم آب شور باقی مانده به حدود ۱/۱۰ حجم اولیه رسید)، محلول نسبت به هالیت اشباع شده و کلر و سدیم به صورت بلور نمک رسوب می‌کند؛ در این شرایط با افزایش تبخیر، کلر افزایش نیافته و برم تغلیظ می‌گردد؛ بنابراین با افزایش تبخیر آب دریا، غلظت برم در آب باقی مانده زیاد می‌شود؛ زیرا برم انحلال‌پذیری بیشتر و شعاع یونی بزرگتری نسبت به یون کلر دارد (Davis et al., 1998).

در کل برای بررسی منشأ و تکامل شورابه‌ها، غلظت یون‌های اصلی را در مقابل غلظت یون برم ترسیم می‌کنند (شکل ۲-۲) (Honor, 1987; Kharaka and Honor, 2004; Stash, 2008).



شکل ۲-۲- نمودار لگاریتمی عناصر مختلف در برابر برمید (Carpenter, 1978)

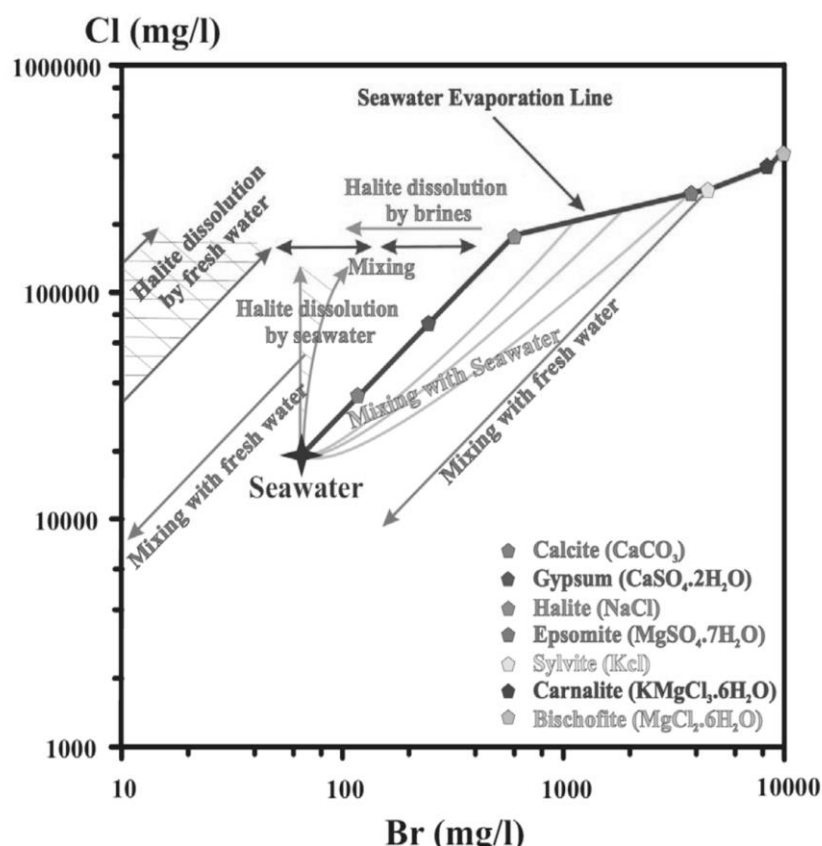
۲-۳-۱- نسبت Cl/Br

با استفاده از نسبت برم به کلر و یا برعکس، می‌توان منشأهای 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. کلر نیز همانند برم یک یون پایستار است. غلظت کلر در طبیعت از برم بیشتر است. رابطه Br-Cl در حوضه‌های رسوبی می‌تواند اطلاعات خوبی در مورد منشأ آب شور ارائه دهد (Carpenter, 1987, Kharaka, 1996). تبخیر آب دریا باعث افزایش خطی برم و کلر تا زمان رسیدن به

اشباع هالیت در مقدار کلر برابر با 162000 می‌شود (شکل ۲-۳) (Birkle *et al.*, Part I, 2009).

بالاترین غلظت برم و کلر که به وسیله تبخیر آب دریا تولید می‌شود به ترتیب 4×10^3 میلی‌گرم در لیتر و $2/5 \times 10^5$ میلی‌گرم در لیتر می‌باشد (White, 1957). در طول دوره تبخیر آب دریا تا ابتدای زمان رسوب نمک، نسبت Cl/Br روند خطی و شیب مثبت نشان می‌دهد. از زمان شروع رسوب نمک به بعد، برم شروع

به تغلیظ شدن در آب باقی مانده می‌کند و باعث به وجود آمدن یک روند خطی افقی در حین تبخیر می‌شود. پس اگر داده‌ای روی خط افقی روند تبخیر آب دریا افتاد، نشان دهنده منشأ آب دریایی است که تبخیر خیلی زیادی در آن رخ داده و نمک آن در حال رسوب کردن بوده است (Birkle *et al.*, 2002). اگر نمونه‌ای زیرخط روند تبخیر آب دریا افتاد منشأ آن آب دریایی در حال تبخیر بوده که تحت تأثیر اختلاط با آب دریایی جدیدتر و یا آب جوی قرار گرفته است (Birkle *et al.*, 2002; Carpenter, 1978). اگر نمونه‌ای بالای خط تبخیر آب دریا افتاد نمونه دارای Cl/Br بیشتر از آب دریا بوده و تحت تأثیر انحلال نمک قرار گرفته است. در طول تبخیر آب دریا، مقدار برم آب باقی مانده افزایش می‌یابد. با اضافه شدن برم (افزایش تبخیر آب دریا)، مقدار یون‌های دیگر نیز تغییر می‌کند (Bagheri *et al.*, 2013).



شکل ۲-۳- تفکیک منشأهای مختلف شوری بر اساس نمودار کلر در برابر برم (Carpenter, 1978)

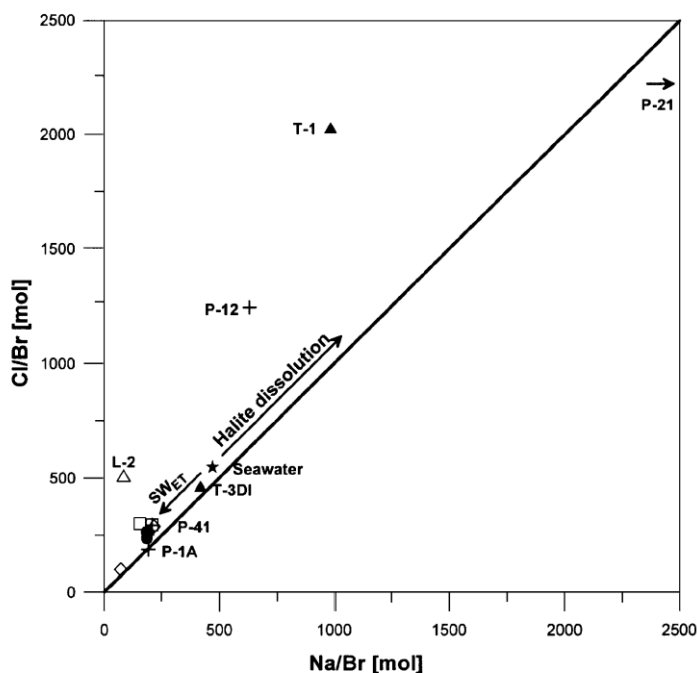
(Richter and Kreitler, 1986) با استفاده از نسبت‌های Na/Cl و Br/Cl در منطقه تگزاس و اوکلاهاما آن‌ها را به سه گروه عمده تقسیم بندی کردند. گروه A: انحلال نمک همراه با نسبت مولی Na/Cl بیشتر از ۰/۹۵ (نسبت وزنی Na/Cl بیشتر از ۰/۶۲) و نسبت وزنی Br/Cl کمتر از ۴×10^{-۴} . گروه B: حالت اختلاط با Na/Cl بیشتر از ۰/۹۵، Br/Cl بیشتر از ۴×10^{-۴} یا Na/Cl کمتر از ۰/۹۵، Br/Cl کمتر از ۲۵×10^{-۴} . گروه C: شورابه نفتی و حوضه عمیق با نسبت مولی Na/Cl کمتر از ۰/۹۵ و Br/Cl بیشتر از ۲۵×10^{-۴} . محلول حاصل از انحلال نمک گنبد نمکی واقع در تگزاس دارای شوری بالا (TDS بیشتر از ۱۰۵۰۰۰ میلی گرم در لیتر) و نسبت Br/Cl کمتر از ۲۲×10^{-۴} است (Morton and Land, 1987).

Br/Cl حاصل انحلال نمک بیشتر از ۵×10^{-۶} می‌باشد. این نسبت در آب دریا بیشتر از انحلال نمک می‌باشد. مقدار Br/Cl آب دریا حدود ۰/۰۰۳، آب ولکانیکی حدود ۰/۰۰۰۲ و برای آب شور قدیمی (فسیلی) بیشتر از دو منبع قبلی می‌باشد (White, 1957). باران اولیه و اصلی دارای نسبت Cl/Br حدود ۱۰۰ و غلظت کلر برابر با ۰/۵ میلی گرم در لیتر می‌باشد. بیشتر مواد جامد طبیعی دارای برم در محدوده ۰/۱ تا ۱۰۰ میلی گرم در کیلوگرم و کلر با غلظت بین ۱۰ تا ۲۰۰۰ میلی گرم در کیلوگرم می‌باشند. نسبت Cl/Br بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ در سنگ‌های گرانیت در منطقه آمریکا، سودان و فرانسه اندازه‌گیری شده است. بیشترین مقدار نسبت Cl/Br در مواد جامد، در تبخیری‌ها مشاهده شده است. میانگین این نسبت در ۵۱ نمونه نمک در گنبد نمکی می‌سی‌سی‌پی حدود ۱۹۲۰ بوده است (Davis et al., 1998). آب دریا دارای نسبت Cl/Br بین ۲۸۸ تا ۲۹۲ می‌باشد، اما در مقایسه بزرگ‌ترین دریاچه شیرین دارای نسبت Cl/Br حدود ۱۲۰ می‌باشد. محلول‌های دارای Cl/Br بیشتر از ۴۰۰۰، احتمالاً تحت تأثیر انحلال نمک قرار گرفته‌اند (Davis et al., 1998). نسبت Cl/Br در شورابه نفتی بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ می‌باشد. در اثر انحلال نمک نسبت Cl/Br با پیشرفت انحلال بیشتر می‌شود (Davis et al., 1998). بلورهای خالص و تک نمک دارای بیشترین مقدار Cl/Br (بیشتر از ۱۰۰۰۰) می‌باشند (Davis et al., 1998).

Davis *et al.*, (1998) با استفاده از نسبت Cl/Br و سایر نسبت‌های یونی، منشأ شوری و حرکت آب زیرزمینی را در منطقه آلبرتا، کنساس و آریزونا بررسی کردند. در نهایت نتیجه گرفتند که نسبت Cl/Br در آب باران حدود ۵۰ تا ۱۵۰، در آب زیرزمینی کم‌عمق بین ۱۰۰ تا ۲۰۰، فاضلاب‌ها بین ۳۰۰ تا ۶۰۰، آب شور حاصل از انحلال نمک بین ۱۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰، آب رواناب تابستانی بین ۱۰ تا ۲۰۰ و آب دریا بین ۲۸۸ تا ۲۹۲ و در شورابه‌های عمیق بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ می‌باشند.

۲-۳-۳-۲- نسبت Cl/Br در مقابل Na/Br

شورابه‌ای که از انحلال نمک نشأت می‌گیرد دارای نسبت Cl/Br و Na/Br بیشتری نسبت به آب دریا می‌باشد و در بالای خط استاندارد تبخیر آب دریا قرار می‌گیرد. این در حالی است که شورابه نشأت‌گرفته از آب دریای تبخیر شده، دارای Na/Br و Cl/Br کمتر از آب دریا می‌باشد. Cl/Br آب دریا حدود ۲۸۶ است (Walter *et al.*, 1990, Chi and Savard, 1997). به طور کلی مقدار زیاد برم (حدود ۱۸۶۰ میلی‌گرم در لیتر) نشانگر نشأت گرفتن آب از دریای تبخیر شده می‌باشد (شکل ۲-۴) (Sanders, 1991).



شکل ۲-۴- نمودار Cl/Br در برابر Na/Br (Birkle *et al.*, 2009)

۲-۳-۳-۳- استفاده از TDS و غلظت یون برم

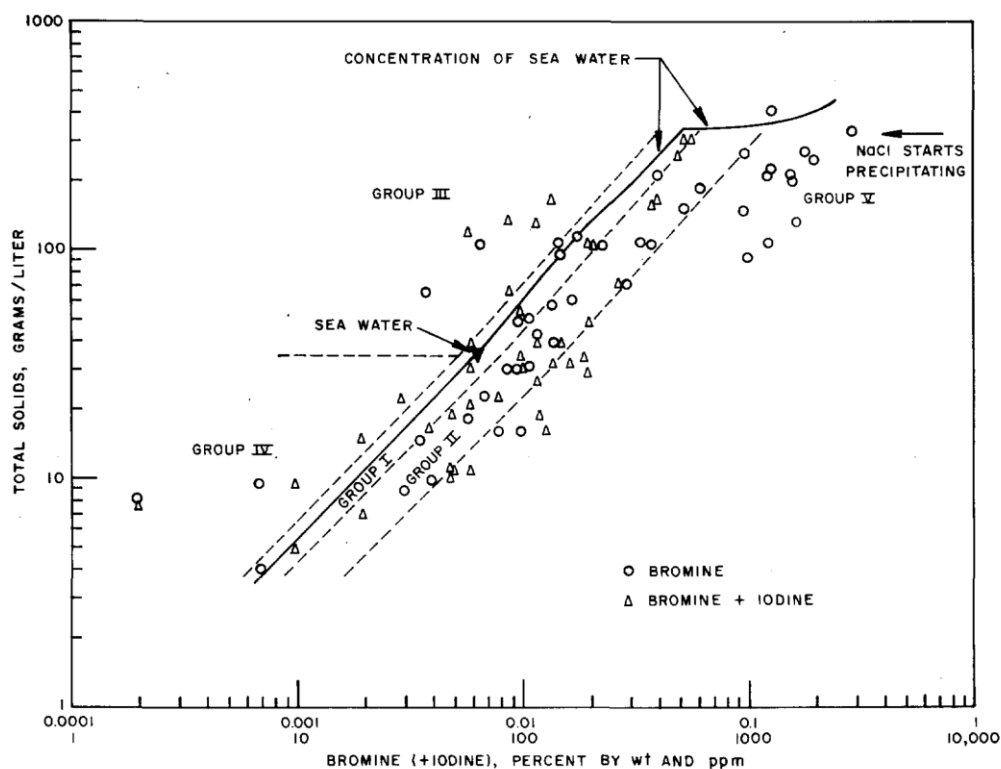
Rittenhouse and Texas (1967) بر اساس مقدار غلظت برم، آب‌های شور عمیق را به پنج گروه تقسیم بندی کرده‌اند (شکل ۲-۵). گروه اول دارای آب با منشأ آب دریاست که با آب شیرین تر رقیق شده است. گروه دوم رفتاری مشابه گروه اول دارد. با این تفاوت که دارای برم بیشتری در TDS ثابت می‌باشد که شاید به خاطر مراحل اولیه دیاژنز باشد. منشأ گروه سوم انحلال نمک است. گروه چهارم مربوط به آب‌های اختلاطی بین آب شیرین و آب حاصل از انحلال نمک می‌باشد. گروه پنجم حاصل اختلاط آب شیرین با آب دریای تبخیر شده (شورابه) است.

برای مثال آب‌های شور عمیق منطقه ویلکاکس^۱ با سن ائوسن در منطقه سوم و آب‌های منطقه می‌سی‌سی‌پی با سن کرتاسه در گروه دوم و پنجم قرار گرفته‌اند. مقدار برم و TDS منطقه ویلکاکس نشان دهنده انحلال بیشتر هالیت می‌باشد. زیرا انحلال نمک باعث افزایش TDS می‌شود (Rittenhouse, 1967).

۲-۳-۴- بررسی اثر فیلتر شدن غشایی

یکی از منشأهای محتمل شوری در مخازن عمیق می‌تواند اثر فیلتر شدن توسط رس‌ها باشد. اثر غشایی یکی دیگر از فرآیندهایی است که ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. اثر غشایی توسط رس‌ها و سنگ‌هایی مثل شیل به وجود می‌آید. وقتی آب به سمت پایین حرکت می‌کند، شیل‌ها مانعی برای حرکت عناصر بزرگ‌تر ایجاد می‌کنند و برای همین مقدار آن‌ها در آب عبوری از شیل-ها کمتر می‌شود چون توانایی حرکت شان از بین شیل‌ها کمتر است.

¹ Wilcox



شکل ۲-۵- طبقه‌بندی آب مناطق ویلکاکس و می‌سی‌سی‌پی توسط نسبت TDS در برابر برم (Rittenhouse, 1967)

این فرآیند تحت تأثیر گرادیان فشار هیدرولیکی زیاد رخ می‌دهد و می‌تواند دلیل غنی‌شدگی در سفره‌های با هدایت هیدرولیکی کم باشد. از آنجا که اندازه کلسیم بزرگ‌تر از سدیم است، مقداری از کلسیم توسط رس و شیل گرفته می‌شود، پس نسبت کلسیم به سدیم با افزایش شوری زیاد می‌شود. این اتفاق برای کلر نیز رخ می‌دهد و مقدار کلر افزایش می‌یابد (Kharaka and Thordsen, 1992). با افزایش شوری آب ورودی، کارایی اثر فیلتر شدن غشایی کمتر می‌شود (Kharaka and Berry, 1973). شورابه‌های عمیق همراه با سنگ‌های ترشیری دارای مقدار کلر حدود ۱۵۰۰ میلی‌گرم در لیتر بوده که نسبت به آب دریا ($Cl = 19000 \text{ ppm}$) کمتر می‌باشد و این نشان دهنده اختلاط آب فسیلی با آب جوی است؛ اما بعضی اوقات در اثر فرایند فیلتر شدن غشایی، مقدار شوری شورابه بیشتر از آب دریا می‌شود (White, 1957).

با استفاده از سیستم Rb- Li- Ca- Na و رسم نمودار نسبت Rb/Li به Ca/Na نیز می‌توان اثر فیلتر شدن

(اثر غشایی) را بررسی کرد، به طوری که در اثر عمل فیلتر شدن (اثر غشایی)، نسبت Rb/Li همراه با نسبت Ca/Na افزایش می‌یابد (Birkle et al., 2002, Kharaka and Smalley, 1976).

۲-۳-۵- نسبت Li/Cl در برابر Br/Cl

با ترسیم خط تبخیر استاندارد عناصر برم و لیتیم در برابر کلر در طول تبخیر آب دریا، رفتار مشابه لیتیم با برم مشاهده می‌گردد و تفاوت این خطوط در مقدار غلظت لیتیم و برم است که لیتیم غلظت کمتری دارد. برم یک یون پایستار است. در طول تبخیر آب دریا لیتیم نیز رفتاری مشابه برم در برابر کلر نشان می‌دهد و می‌توان آن را نیز یک یون محافظه‌کار معرفی کرد. با استفاده از این نتیجه و با رسم نمودار Li/Cl در مقابل Br/Cl سه منشأ مهم آب دریای قدیمی تبخیر شده، انحلال نمک و آب جوی عهد حاضر تفکیک می‌شود و نمونه‌ها با توجه به منشأ شوری، در مکان‌های مجزا قرار می‌گیرند (Bagheri, 2014).

۲-۴- کاربرد ایزوتوپ‌های پایدار ^{18}O و D در تعیین منشأ شوری آب

در تحقیقات هیدرولوژی و هیدروژئولوژی آب‌های زیرزمینی، ایزوتوپ‌ها به صورت گسترده‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرند. ایزوتوپ‌های پایدار برای ردیابی سیستم جریان، تعیین منشأ و بازسازی آب و هوا و ایزوتوپ‌های پرتوزا یا رادیوژنیک برای تعیین سن آب زیرزمینی کاربرد دارند. هیدروشیمی آب در مسیر حرکت، تغییر می‌کند و نمی‌توان بر اساس آن منشأ را تشخیص داد؛ ولی ایزوتوپی آب هیچ تغییری نمی‌کند و می‌توان بر اساس آن، آب را تقسیم بندی نمود، ولی حتماً بایستی هیدروژئولوژی نیز آن را تأیید کند.

مطالعات ایزوتوپی آب زیرزمینی عمدتاً شامل دوتریم (^2H)، ^{18}O ، ^{13}C و ^{34}S می‌باشد. چون تغییرات این ایزوتوپ‌ها در طول تفکیک خیلی کم است، بنابراین فراوانی آن‌ها به صورت انحرافات مثبت و یا منفی نسبت‌های ایزوتوپی، از یک استاندارد گزارش می‌شود. (Fritz and Fontes (1980) با معادله صفحه بعد این نکته را بیان کردند.

$$\delta = ((R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}})/R_{\text{standard}}) \times 1000 \quad (1-2)$$

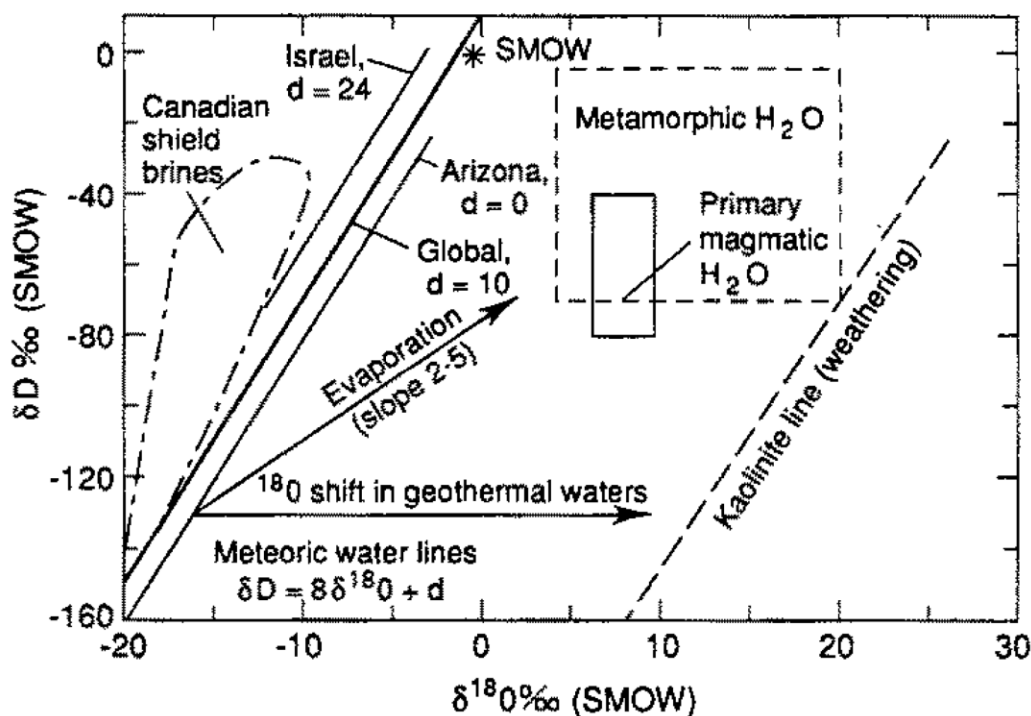
در این رابطه R یک نسبت ایزوتوپی ویژه مثل $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ است. δ انحراف از استاندارد بر حسب پرمیل (‰) است. ترکیبات ^{18}O و ^2H نسبت به استاندارد SMOW² سنجیده می‌شوند. شیمی‌دانان در اوایل دهه ۱۹۵۰ وقتی که شروع به آنالیز نمونه‌های باران سراسر جهان کردند، متوجه شدند که مقادیر D و ^{18}O اندازه‌گیری شده در نمونه‌های آب جوی در هنگام ترسیم، در یک خط راست (خط آب جوی) قرار می‌گیرند و معادله این خط راست عبارت است از:

$$\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰} \quad (2-2)$$

روش معمول تفسیر نتایج آنالیز ^{18}O و D، ترسیم مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD می‌باشد. آبی که ترکیب ایزوتوپی آن روی خط جوی قرار می‌گیرد، دارای منشأ آب باران می‌باشد و فرآیندهای ایزوتوپی دیگر بر روی آن تأثیر نگذاشته است. انحراف از خط آب جوی، ناشی از فرآیندهای ایزوتوپی مختلفی می‌باشد. این فرآیندها در اکثر موارد به‌طور یکسان روی رابطه بین $\delta^{18}\text{O}$ و δD اثر می‌گذارند و موقعیت نقاط به شناخت فرآیند کمک می‌کند (Clark, 1997). بنابراین ایزوتوپ‌های ^{18}O ، ^2H (D) یکی از ابزارهای مفید در مطالعه منشأ و تکامل آب زیرزمینی و سازندی می‌باشند (Kharaka and Thordsen, 1992). با به کار بردن ژئوشیمی ایزوتوپی در مطالعه حوضه‌های رسوبی می‌توان مواردی همچون منشأ آب و محلول، میزان تبادل آب و سنگ، مسیر جریان، دما و آب و هوای قدیمی و زمان ماندگاری سیال عمیق و قدیمی را بررسی کرد (شکل ۲-۶) (Kharaka and Thordsen, 1992).

¹ Permille

² Standard Mean Ocean Water



شکل ۲-۶- ترکیب ایزوتوپی انواع آب‌ها

با توجه به اینکه مقدار ایزوتوپی ^{18}O و D در آب زیرزمینی فقط توسط تبخیر و یا پدیده یخچالی شدن تغییر می‌کند و گذشت زمان تغییری در مقادیر ایزوتوپی پایدار آب ایجاد نمی‌کند، می‌توان منشأ آب حوضه‌های رسوبی را با این روش مشخص کرد اما منشأهای شوری از نظر ایزوتوپی متفاوت می‌باشند (Richter and Kreitler, 1993).

در زمان‌های قبل از به کار بردن ایزوتوپ‌ها، منشأ اکثر آب سازندی در سنگ رسوبی دریایی را دریای قدیمی می‌دانستند (White *et al.*, 1996). Clayton *et al.*, (1966) اولین کسانی بودند که از ایزوتوپ H_2O استفاده کرده و منشأ آب حوضه‌های رسوبی را آب جوی بیان کردند؛ آن‌ها در مطالعات خود یک روند غنی‌شدگی برای ^{18}O و ^2H مشاهده کردند که این غنی‌شدگی برای اکسیژن بیشتر از هیدروژن بود. شورا بهایی که منشأ آب دریای تبخیر شده قدیمی دارند، از نظر ایزوتوپی ^{18}O از D خیلی فقیرتر می‌باشند (Clayton *et al.*, 1966).

منشأ آب زیرزمینی را می‌توان آب‌های فسیل^۱، آب‌های جوی^۲ و یا آب‌های ژئوترمال در نظر گرفت که با استفاده از ایزوتوپ‌ها می‌توان آن‌ها را از هم تفکیک کرد. آنالیز ایزوتوپی آب‌های فسیلی نشان دهنده مقدار D کمتر و ¹⁸O بیشتر از آب دریا می‌باشد (White, 1957). بالا بودن ¹⁸O در شورابه می‌تواند به دلیل نشأت گرفتن این آب از تبخیر آب‌های جوی قدیمی با نسبت δD کم باشد (Birkle et al., 2009). آب‌های جوی نیز معمولاً بر روی خط GMWL قرار می‌گیرند. در آب‌های فسیل ¹⁸O از ۱۰- کمتر و دوتریم از ۸۰- کمتر می‌باشد. آب زیرزمینی با منشأ جوی معمولاً با سنگ‌های سفره میزبان به تعادل نرسیده و از نظر ایزوتوپی ¹⁸O فقیر می‌باشد البته نرخ تبادل ایزوتوپی در دماهای بالا افزایش می‌یابد (Clark and Fritz, 1954). Grasp, (1963) برای اولین بار متوجه شد که در آب‌های ژئوترمال مقدار ¹⁸O نسبت به خط بارش جهانی در جهت مثبت تغییر می‌کند.

۲-۴-۱- مشخص نمودن منشأ انحلال نمک و اثر غشایی

در انحلال نمک، ایزوتوپ‌های ¹⁸O، D نیز منشأ جوی را نشان می‌دهند (Richter and Kreitler, 1993). اگر منشأ شوری آب انحلال گنبد نمکی باشد با افزایش شوری مقدار ایزوتوپی آب تغییر نخواهد کرد (Clark and Fritz, 1977). شورابه‌های عمیق دارای ²H غنی‌تری نسبت آب‌های سطحی می‌باشند. شواهد ایزوتوپی ¹⁸O نشان دهنده این است که آب‌های شور عمیق از آب دریا نشأت گرفته است (White, 1957). اگر مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار چشمه‌های شور با ایزوتوپ‌های پایدار بارش‌های محلی مشابهت داشته باشد، 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).

در اثر عمل فیلتر شدن، ایزوتوپ δD در آب شور افزایش می‌یابد. کاهش δD در آب شور نشان دهنده

¹ Paleowater

² Meteoric water

عملکرد واکنش سنگ رسی با آب و انجام نشدن عمل فیلتر شدن است (Land, 1992). شواهد آزمایشگاهی، صحرایی و تئوری پیشنهاد می‌کند که شیل‌ها و رس‌ها به عنوان جدایش غشایی ایزوتوپ‌های پایدار در آب عمل می‌کنند (Kharaka and Thordsen, 1992; Crafer *et al.*, 1965).

۲-۵- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی

فرآیندهای شیمیایی، فیزیکی و دمایی متنوعی می‌توانند ترکیب شیمیایی اولیه و ایزوتوپی آب زیرزمینی را تغییر دهند (Birkle *et al.*, 2002). فرآیندهای ثانویه واکنش سنگ و آب همچون انحلال نمک، هیدرولیز (آب‌گیری) سیلیکات‌ها، آلبیتی شدن، انحلال و یا رسوب‌گذاری کانی‌های کربناته و احیای سولفات‌ها می‌تواند ترکیب اولیه سیال شورا به عمیق را تغییر دهد (Worden, 2003, Birkle, 2009). ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی در حوضه‌های رسوبی در طی زمان در حرکت در اثر ثقل، فشردگی و یا سایر عوامل بر اثر فرآیندهای مختلفی دچار تغییر و تکامل می‌شود. از فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب شیمیایی آب سازندی می‌توان به انحلال و یا رسوب‌گذاری کانی‌ها، تبادل یونی، دولومیتی شدن، احیای سولفات‌ها، فرآیند اسمزی شدن، فیلتر شدن غشایی و اختلاط آب دریا با آب جوی اشاره کرد (Sanders, 1991). Kharaka and Hanor, 2004 فرآیندهایی که باعث تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی می‌شوند را اختلاط، انحلال نمک و دیگر تبخیری‌ها، جریان آب باقی مانده پس از رسوب تبخیری‌ها، انحلال و رسوب‌گذاری کانی‌ها، واکنش بین آب و سنگ به خصوص رس‌ها، ماسه‌سنگ و شیل‌ها که رفتار فیلتر غشایی دارند، فعالیت باکتری‌ها، واکنش با مواد ارگانیکی و انتشار به خصوص در داخل و نزدیک گنبد‌های نمکی بیان کردند. Webb *et al.*, 2004 فرآیندهای مختلفی که بر روی آب سازندی دریای شمال از محل منشأ تا به حال اتفاق افتاده است را بررسی کرده‌اند که این مکانیسم‌ها واکنش آب-سنگ، ورود آب شیرین جوی به داخل مخزن و اختلاط با آب سازندی می‌باشد.

Birkle, (2009) فرآیندهایی که باعث تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی می‌شوند را

باقی مانده یا نفوذ شورابه تبخیر شده (که می تواند منشأ شورابه های بسیار شور نیز باشد)، انحلال نمک از رسوبات تبخیری و تغییر ترکیب شیمیایی تحت تأثیر فرآیندهای ثانویه (که شامل دولومیتی شدن کربنات ها به وسیله شورابه های با منیزیم زیاد، آلبیتی شدن پلاژیوکلازها، انتقال اسمکتیت به ایلیت، رسوب پیریت به وسیله احیا شدن سولفات به گوگرد یا آزاد شدن سولفات به وسیله انحلال کانی های سولفات می باشد) و فرآیند اختلاط می داند.

۲-۵-۱- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب شیمیایی آب سازندی

غلظت عناصر شورابه ها منعکس کننده خصوصیات هیدروشیمیایی، منشأ اولیه و واکنش های دیاژنیک صورت گرفته از گذشته تا به حال می باشند. به طور کلی شیمی آب تولیدی مخازن نفت و گاز در طول زمان می تواند به وسیله فرآیندهای تبخیر و واکنش های دیاژنیک ثانویه مانند واکنش بین سنگ و آب (دولومیتی شدن، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز، ایلیتی شدن اسمکتیت، رسوب یا انحلال کانی های سولفات، رسوب کربنات های حاوی منیزیم زیاد) و یا واکنش بین آب و گاز دچار تغییر گردد (Sanders, 1991).

۲-۵-۱-۱- فرآیند تبخیر

در مورد اینکه آیا آب های مخازن نفتی همه مربوط به محل تشکیل رسوبات باشند یا نه، هنوز اتفاق نظر وجود ندارد. در بعضی از میدان های نفتی ترکیب شیمیایی آب مخازن با ترکیب آب دریا کاملاً فرق دارد. این امر شاید به دلیل جریان آب ها از محلی به محل دیگر و تغییراتی که از نظر شیمیایی ضمن جا به جا شدن از زمین رسوب گذاری تا به حال متحمل گردیده است، باشد (Sanders, 1991). تکامل شیمیایی شورابه های تولیدی توسط تبخیر آب دریا توسط محققین مختلفی همچون (Volkova, 1966), Carpenter (1970) مطالعه شده است. اگر فرض کنیم که میزان شوری آب دریا های قدیم نظیر دریای امروزی بوده، در این صورت الزاماً به آب های اولیه از موقع ورود به طبقات تا به امروز مقادیر زیادی املاح اضافه شده است (Sanders, 1991). جهت تشخیص ترکیب اولیه منشأ و فرآیندهای احتمالی تغییر

ترکیب شیمیایی شوراها، از یون‌های پایستار استفاده می‌شود. عناصر پتاسیم، لیتیم و برم در طی زمان، کمتر از عناصر دیگر وارد واکنش‌های شیمیایی می‌شوند و غلظت آن‌ها طی تبخیر دریا کمتر دچار تغییر می‌شود. برم به دلیل داشتن شعاع یونی بزرگ، وارد واکنش‌های شیمیایی نمی‌شود؛ و همچنین از محلول به راحتی حذف نمی‌شود که به همین دلیل این عنصر، بیشتر از بقیه یون‌ها خاصیت منشأ اولیه خود را حفظ می‌کند. بنابراین می‌تواند در بررسی تکامل ژئوشیمیایی به عنوان یک یون پایستار مورد استفاده قرار گیرد (Brikle *et al.*, 2009).

فرض اصلی برای پیدا کردن منشأ شوری ثابت ماندن ترکیب شیمیایی منبع اولیه شوری در طول فرآیند شور شدن است. چرا که تغییر ترکیب شیمیایی منبع شوری به طور مستقیم بر روی میزان نمک و نوع تیپ آب مؤثر است (Ozler, 2010). طبق این فرضیه باید غلظت عناصر نمونه‌ها با غلظت عناصر آب دریای اولیه تقریباً برابر باشد و در طول زمان تغییر نکرده باشد. برای بررسی مقدار ترکیب شیمیایی شوراها نسبت به منشأ اولیه در طول زمان از نسبت غلظت نرمال شده عنصر برم که توسط رابطه ۲-۳ محاسبه می‌گردد استفاده می‌شود (Bagheri *et al.*, 2013).

$$Br - NCR = \left(\frac{X_b}{Br_b} \right) / \left(\frac{X_{sw}}{Br_{sw}} \right) \quad (3-2)$$

در این رابطه X_b غلظت یون مورد نظر در نمونه، Br_b مقدار غلظت یون برم در نمونه، X_{sw} غلظت یون مورد نظر در آب دریا و Br_{sw} مقدار غلظت یون برم آب دریا برحسب میلی‌گرم در لیتر می‌باشد.

۲-۵-۱-۲- واکنش‌های دیاژنیک ثانویه

(Land, 1987) دو نوع واکنش سنگ-آب پیشنهاد کرده است:

۱- واکنش در طول حوضه رسوب گذاری

۲- واکنش در زیر حوضه رسوب گذاری

در پی واکنش سنگ-آب و با تخریب فلدسپارها، مقادیر زیادی پتاسیم، استرانسیم، باریم و لیتیم به

محلول اضافه می‌شود. تعادل فلدسپارها نشان می‌دهد که مقدار پتاسیم تا زمانی که دما خیلی بالاست نمی‌تواند زیاد باقی بماند و در تشکیل ایلیت مصرف می‌گردد. استرانسیم و باریم در شورابه باقی می‌مانند و غلظت بیشتری نسبت به آب دریا می‌یابند (Richter and Kreitler, 1993).

غلظت کاتیون‌ها بخصوص کاتیون‌های چند ظرفیتی بستگی به منشأ آب و پدیده‌های شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی دارد که این پدیده‌ها می‌توانند باعث افزایش یا کاهش غلظت کاتیون‌ها گردند. مقدار کلسیم می‌تواند در اثر فرآیندهای آلبیتی شدن پلاژیوکلازها، تبدیل کانی اسمکتیت به ایلیت، رسوب کلسیت، ژپیس و فرآیند دولومیتی شدن تغییر کند (Davisson and Criss, 1996; Birkle *et al.*, 2009). کلسیم تا زمان اشباع کلسیت در آب دریا تغلیظ می‌شود؛ بعد از رسیدن آب به درجه اشباع، به علت تشکیل کلسیت و ژپیس و کانی‌های تبخیری، غلظت آن کم می‌شود. علت افزایش کلسیم واکنش‌های آب و سنگ مانند آلبیتی شدن فلدسپار پلاژیوکلاز، یا دولومیتی شدن کلسیت و یا فیلتر شدن غشایی می‌باشد (Sanders, 1991). علاوه بر منشأ تبخیر آب دریا و یا انحلال نمک، شورابه حوضه‌های رسوبی تحت تأثیر واکنش سنگ-آب قرار گرفته که این امر می‌تواند دلیل اضافه بودن بیشتر کلسیم باشد (Hanor, 1994).

مقدار کلسیم اضافی و کمبود سدیم و منیزیم نسبت به آب دریا بر اساس روابط ۲-۴، ۲-۵ و ۲-۶ معرفی می‌شوند (Davisson and Criss, 1996):

$$Ca_{\text{excess}} = \left[Ca_{\text{meas}} - \left(\frac{Ca}{Cl} \right)_{\text{sw}} \times Cl_{\text{meas}} \right] \times 2/40.08 \quad (۴-۲)$$

$$Na_{\text{deficit}} = \left[\left(\frac{Na}{Cl} \right)_{\text{sw}} \times Cl_{\text{meas}} - Na_{\text{meas}} \right] \times 1/22.99 \quad (۵-۲)$$

$$Mg_{\text{deficit}} = \left[\left(\frac{Mg}{Cl} \right)_{\text{sw}} \times Cl_{\text{meas}} - Mg_{\text{meas}} \right] \times 2/24.3 \quad (۶-۲)$$

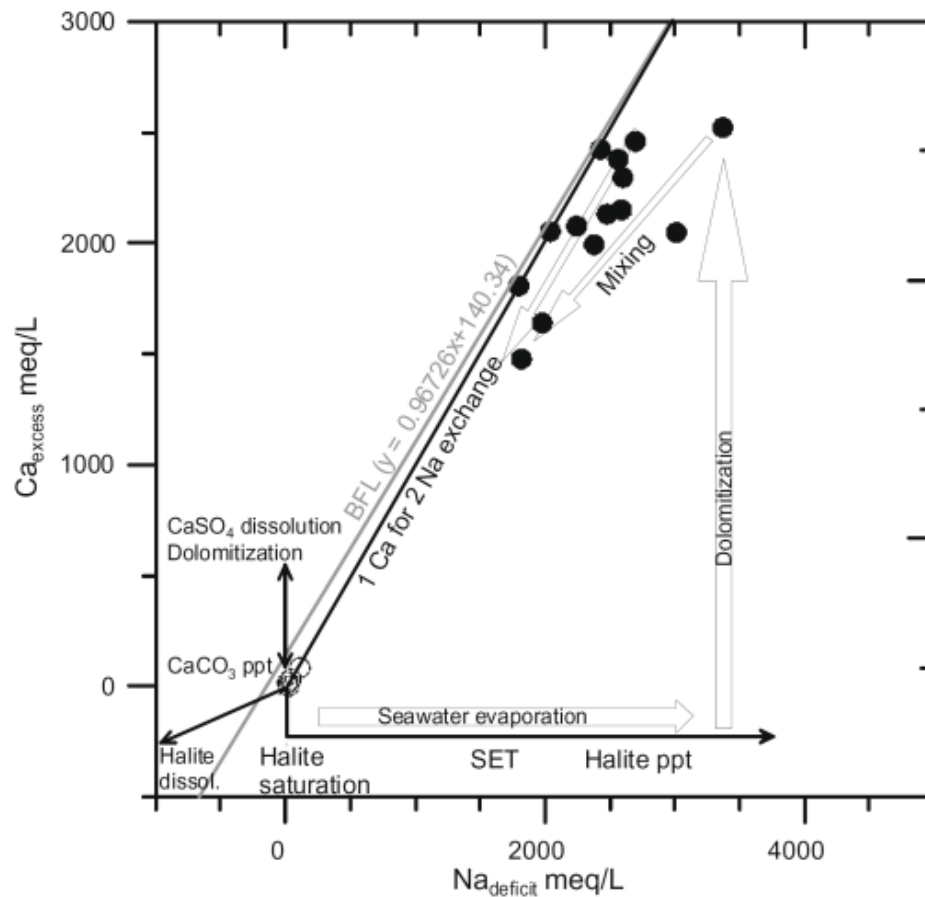
Ca_{excess} مقدار کلسیم اضافی، Ca_{meas} غلظت کلسیم موجود در نمونه، Ca_{sw} غلظت کلسیم آب دریا، Cl_{sw} غلظت کل آب دریا، Cl_{meas} غلظت کلر نمونه، Na_{deficit} مقدار کاهش سدیم، Na_{sw} مقدار سدیم

در آب دریا، Na_{meas} غلظت سدیم در نمونه، $Mg_{deficit}$ مقدار کاهش منیزیم، Mg_{meas} غلظت منیزیم در آب دریا و Mg_{meas} مقدار منیزیم، نمونه‌ها برحسب میلی‌گرم در لیتر می‌باشد.

رسوب سدیم در واکنش‌های حوضه‌های رسوبی توسط آلبیتی شدن پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپارها و انحلال نمک کنترل می‌شود (Davisson and Criss, 1996). در شکل ۲-۷ کاهش خیلی زیاد سدیم نشان دهنده اختلاط آب شورابه با آب شیرین می‌باشد. خط تبخیر آب دریا^۱ و خط^۲ BFL که نشانگر میانگین روند کلی برای سیال با شوری بالا در محیط‌های قاره‌ای عمیق می‌باشند، در شکل ۲-۷ قابل مشاهده است. این خط نشان دهنده آلبیتی شدن آب دریای اولیه است. خط مربوط به مسیر انحلال هالیت و ژیپس و رسوب ژیپس و فرآیند دولومیتی شدن نیز مشخص شده است. (Cuoco *et al.*, 2010). مقدار سدیم در واکنش‌های حوضه‌های رسوبی توسط آلبیتی شدن پلاژیوکلاز و K-فلدسپارها و انحلال نمک کنترل می‌شود (Davisson and Criss, 1996). غلظت سدیم به علت تبادل کاتیونی با لیتیم و یا کلسیم ممکن است کاهش یابد. قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط استاندارد تبخیر آب دریا و زیر خط BFL نشانه منشأ دریای تبخیر شده‌ای است که بعداً در آن عمل دولومیتی شدن نیز اتفاق افتاده است. کاهش خیلی زیاد سدیم نشان دهنده اختلاط آب شورابه با آب شیرین و یا فرآیند تبادل کاتیونی می‌باشد. هم‌چنین عدم آلبیتی شدن نیز از نمودار شکل ۲-۷ نتیجه‌گیری می‌شود.

¹ Sea Evaporation Trend

² Basinal Fluid Line



شکل ۲-۷- کاهش سدیم به افزایش کلسیم در آب تولیدی مخزن جوجو-تکومیناسان^۱ مکزیک (Birkle et al., 2009)

در اثر دولومیتی شدن نسبت کلسیم آزادشده به منیزیم مصرفشده، ۱:۱ می‌باشد. اگر مقدار کلسیم بیشتر از این نسبت بود، نشان دهنده انحلال کمی بیشتر، کلسیت می‌باشد. اگر آلبیتی شدن رخ دهد بایستی نسبت Na/Cl کم باشد اما اگر Na/Cl نزدیک ۱ بوده، نشان دهنده عدم آلبیتی شدن می‌باشد. فرآیند دولومیتی شدن باعث افزایش کلسیم و کاهش منیزیم می‌گردد. دولومیتی شدن باعث افزایش کلسیم و کاهش منیزیم آب‌های سازندی می‌گردد. غلظت کم منیزیم در آب‌های سازندی در مقایسه با آب دریای تبخیر شده در اثر تشکیل کلریت، دولومیت و انکریت^۲ می‌باشد. با افزایش درجه حرارت، رس اسمکتیت^۱

^۱ Jujo-Tecominoacan

^۲ Ankerite

به ایلیت تغییر می‌یابد و این پدیده بسیار مهمی در بسیاری از حوضه‌های رسوبی است. مقادیر زیادی پتاسیم در این واکنش مورد استفاده قرار می‌گیرد و کلسیم، سدیم و آهن دو ظرفیتی به آب سازندی اضافه می‌شود. در اثر واکنش دولومیتی شدن نسبت کلسیم آزاد شده به منیزیم مصرف شده خطی با شیب ۱:۱ می‌باشد (Rittenhouse, 1967). در پی واکنش سنگ-آب با تخریب فلدسپارها، مقادیر زیادی کلسیم به محلول اضافه می‌شود (Richter and Kreitler, 1993). واکنش آب با محیط و سنگ‌های اطراف باعث تشکیل دولومیت، دیاژنز رس و سایر کانی‌ها می‌شود. نبود منیزیم نسبت به کلسیم در آب فسیلی به خاطر تشکیل دولومیت می‌باشد (White, 1957). در کل تبادل کاتیونی با کانی‌های رسی باعث افزایش منیزیم و کلسیم سیال، بخصوص در غلظت‌های بالای ۲/۴ میلی مول می‌شود (Birkle et al., 2009). کاهش پتاسیم می‌تواند به دلیل آلتره شدن فلدسپارها به کانی‌های رسی باشد و بعضی مواقع در تشکیل ایلیت (رس)، بور و پتاسیم هر دو مصرف و در آب دریا کاهش می‌یابند. پس باید بین بور و پتاسیم رابطه‌ای وجود داشته باشد. بور ممکن است در ساختار بلوری انیدریت نیز وارد شود. معمولاً غلظت پتاسیم در شورابه نفتی در مقایسه با آب دریا کم است که به دلیل تشکیل ایلیت و پتاسیم فلدسپارها می‌باشد. در کل ایلیتی شدن اسمکتیت و کائولینیت و واکنش کانی رسی دارای پتاسیم کم، برای تشکیل پتاسیم فلدسپارها، باعث کاهش پتاسیم می‌گردد. که این عمل بیشتر در سنگ‌های سیلیکاته مشاهده می‌شود (Boschetti et al., 2011).

عنصر لیتیم به دلیل کم بودن آن در آب شیرین و لب شور در حد میلی گرم در لیتر، بیشتر در محلول‌های شور با مقدار کلر بالا کاربرد دارد. این عنصر بیشتر جهت تشخیص مقدار واکنش سنگ-آب به کار می‌رود؛ زیرا هر چه این واکنش و زمان ماندگاری بیشتر باشد، مقدار لیتیم محلول افزایش می‌یابد. عنصر لیتیم همچنین می‌تواند در اثر تبادل کاتیونی با پتاسیم و سدیم در رس‌ها نیز آزاد شود. این عنصر خاصیت

¹ Smectite

حلالیت پذیری بالایی دارد (White, 1957). سیال با غلظت لیتیم و نسبت Li/Cl بیشتر از آب دریای تبخیری نشان دهنده واکنش با کانی‌های رسی می‌باشد (Birkle et al., 2009; Chan et al., 2002). غلظت بیش از حد لیتیم به علت واکنش آب با کانی‌های سیلیکاته می‌باشد (Marion et al., 2009). افزایش غلظت استرانسیم نسبت به آب دریا را می‌توان تبدیل آراگونیت به کلسیت و یا انحلال کانی سلسیت عنوان کرد. مقدار استرانسیم در آراگونیت بیشتر از کلسیت می‌باشد. به همین علت هنگام تبدیل این کانی به کلسیت، مقدار استرانسیم زیاد می‌شود (Kharaka and Hanor, 2004). سلسیت در اوایل تبخیر آب دریا تشکیل می‌شود. اگر این کانی در زمان‌های بعد انحلال یابد، استرانسیم موجود در شبکه بلوری خود را آزاد می‌کند؛ بنابراین انحلال سلسیت هم یک دلیل برای افزایش استرانسیم می‌تواند باشد (Parkhurst and Appello, 2013). در کل تبادل کاتیونی با کانی‌های رسی باعث افزایش استرانسیم سیال، بخصوص در غلظت‌های بالای ۲/۴ میلی مول می‌شود (Birkle, 2009; McIntosh et al., 2004). در اثر دیاژنز کربنات‌ها و تبدیل آراگونیت به کلسیت، استرانسیم که در شبکه کریستال‌های آراگونیت است آزاد می‌شود و باعث غنی شدن شورابه از استرانسیم می‌شود. دولومیتی شدن آراگونیت و کلسیت به وسیله شورابه‌های غنی از منیزیم باعث آزاد شدن کلسیم می‌گردد که این کلسیم با سولفات ترکیب شده و تشکیل رسوب بیشتر ژیپس یا انیدریت را می‌دهد و باعث کاهش سولفات تا نزدیکی صفر می‌گردد؛ که باعث افزایش استرانسیم در شورابه می‌گردد (Butler, 1970). فرآیندهای بیولوژیکی احیای سولفات باعث کاهش غلظت سولفات در تبخیری‌ها شده که اثر مشابهی مثل دولومیتی شدن دارد. در تشکیل کلریت (رس)، منیزیم، آهن هر دو به نسبت ۲:۱ مصرف می‌شوند. زیاد بودن مواد ارگانیکی و رس‌ها احتمالاً باعث افزایش منگنز و آهن می‌شود. رس‌ها آهن را به فرم Fe_2O_3 و منگنز را به صورت MnO_2 جذب می‌کنند؛ اما در جریان دیاژنز شدن رس‌ها در فشار و دمای بالا، اول Mn^{2+} آزاد شده و پس آزاد شدن تمامی منگنز، مواد ارگانیکی شروع به آزاد کردن Fe^{2+} می‌کند که باعث

آزاد شدن منگنز و آهن می‌شود. اگر نسبت Mn/Fe زیاد باشد یعنی فرآیند احیایی در رسوبات کم بوده است (Sanders, 1991).

۲-۵-۱-۳- واکنش‌های آب و گاز

علت کاهش غلظت سولفات می‌تواند فرآیند احیای سولفات‌ها توسط باکتری‌ها باشد. این باکتری‌ها اکسیژن مورد نیاز را از بنیان‌های SO_4 تأمین کرده و گوگرد آزاد می‌نمایند. این عمل زیر حد فاصل آب و رسوب در محلی که آب‌های بین‌ذره‌ای از آب دریا جدا شده‌اند، صورت می‌گیرد. این همان محلی است که در آن کلیه یون‌های سولفات موجود در محیط احیا شده و یون‌های گوگرد آزاد شده نیز به سولفید هیدروژن مبدل می‌گردد (Gultekin, 2011).

به طور کلی طی واکنش‌های آب و گاز مقدار ید و منگنز افزایش و سولفات آب کاهش می‌یابد. واکنش‌های بین رس و هیدروکربن‌ها باعث ازدیاد ید و منگنز در شورابه‌ها می‌گردد. افزایش منگنز به دلیل آزاد شدن این یون توسط کانی‌های رسی نیز می‌تواند باشد (Bagheri, 2014).

۲-۵-۲- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی

وقتی که ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی در طول خط آب جوی قرار گیرد، آب زیرزمینی کم‌عمق ترکیب ایزوتوپی شبیه باران دارد. پس فرض می‌شود که هیچ فرآیندی، ترکیب ایزوتوپی بارش تغذیه کننده آب زیرزمینی را تغییر نداده است. سیستم آب زیرزمینی عمیق به دلیل اینکه سیستم جریان آب زیرزمینی می‌تواند حاوی آب جوی با سن‌های مختلف (هزاران سال قبل و یا بیشتر) باشد که هنوز در سیستم مانده‌اند، پیچیده‌تر از آب جوی است. در واقع سیستم آب زیرزمینی می‌تواند اطلاعاتی از ترکیب ایزوتوپی بارش‌های با سن‌های مختلف در طول زمان، باشد. در این صورت فرایندهای مختلفی باعث انحراف داده‌های ایزوتوپی از خط آب جوی می‌شوند.

عوامل مؤثر بر جدا شدن شورابه‌های حوضه‌های رسوبی از خط جوی شامل تبادل ^{18}O با کانی کربناته در

دمای بالا، تبادل $\delta^2\text{H}$ با هیدروکربن H_2S و کانی‌های هیدراته شده، آب‌زدایی رس‌ها در حین فشرده شدن، هیدراته شدن انیدریت و یا اختلاط با آب جوی می‌باشد (Clark and Fritz, 1977). واکنش بین آب و کانی‌ها، اجزا محلول، گازهای همراه و سایر سیالات می‌تواند ترکیب ایزوتوپی آب سازندی به‌خصوص ^{18}O را تغییر دهد. اختلاط آب‌ها با ترکیب ایزوتوپی متفاوت بیشتر به‌وسیله فرآیند تبادل ایزوتوپی بین آب و کانی‌ها، تبادل ایزوتوپی بین آب و سایر سیالات، تبخیر و تقطیر و جدایش ایزوتوپی به وسیله خاصیت غشایی سنگ‌ها می‌تواند باعث تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی شود.

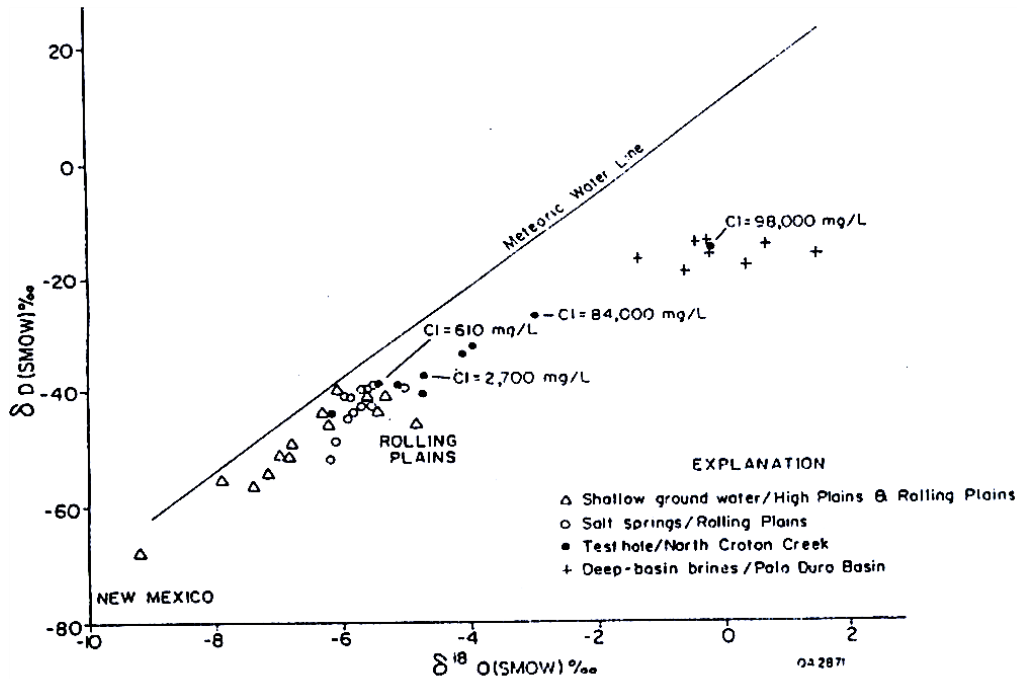
۲-۵-۱-۲- اثر تبخیر بر تغییر ایزوتوپی آب

یکی از فرآیندهای مهم در تغییر مقادیر ایزوتوپی، تبخیر است که تحت تأثیر عوامل مهمی همچون درصد رطوبت، ورود آب شیرین و ورود آب شور دریا و ... می‌باشد. در فرآیند تبخیر از آب دریا مقدار ایزوتوپی ^{18}O و ^2H تا زمان تبخیر ۲۰ تا ۵۰ درصد آب دریا، اضافه می‌شوند. با افزایش تبخیر (افزایش شوری) روند افزایش و تکامل ایزوتوپی در یک مرحله از تبخیر، برعکس شده و مقادیر ایزوتوپی در شورابه‌های باقی مانده، کاهش می‌یابد؛ زیرا مقدار اکتیویته آب به علت شوری کاهش می‌یابد. همچنین آبگیری یون‌ها باعث کاهش ایزوتوپی آب باقی مانده می‌شود زیرا با هیدراته شدن یون‌ها، جدایش ایزوتوپی صورت می‌گیرد (Clark and Fritz, 1977).

اگر آب تحت تأثیر تبخیر قرار بگیرد، انحرافی را از خط آب جوی نشان می‌دهند که در این صورت بسته به میزان تبخیر، انحراف از خط نیز تغییر می‌کند. در کل، ترکیب ایزوتوپی تمامی آب‌ها در زیر خط بارش جهانی و محلی قرار می‌گیرند.

همان‌طور که در شکل ۲-۸ نشان داده شده است، آب‌های زیرزمینی محلی (دایره‌ها و مثلث‌های توخالی) در کنار خط بارش محلی 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 می‌دهد. نکته قابل توجه این

است که نمونه‌های آب هم تحت تأثیر تبخیر و هم انتقال ^{18}O در نمودار $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 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. (Richter, 1993).



شکل ۲-۸- تفکیک آب‌های تغذیه کننده محلی از آب‌های زیرزمینی غیر محلی با استفاده از δD و $\delta^{18}\text{O}$ (Richter, 1993)

۲-۵-۲-۲- اثر واکنش‌های آب و سنگ بر تغییر ایزوتوپی آب

در تبادل ایزوتوپی آب-سنگ، نسبت آب به سنگ خیلی مهم می‌باشد. اگر این نسبت کم باشد، تبادل ایزوتوپی اثر خیلی مهمی روی آب می‌گذارد؛ یعنی یک مقدار تبادل می‌تواند ایزوتوپی آب را خیلی تغییر دهد.

ترکیب ایزوتوپی آب زیرزمینی در بسیاری از موارد به وسیله فرآیند آب و هوایی کنترل می‌شود. واکنش‌های بین آب و سنگ می‌تواند ترکیب ایزوتوپی آب را تغییر دهد (Clark and Fritz, 1954). از ایزوتوپ‌های پایدار $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ و D/H جهت تشخیص نوع واکنش بین سنگ و آب استفاده می‌شود

(Custodio, 1987). واکنش بین آب-سنگ در درجه حرارت بالا و دوره زمانی زیاد، غالب می‌باشد؛ اما در سفره‌های کم‌عمق و دوره زمانی کوتاه نیز ممکن است رخ دهد. واکنش و تبادل ایزوتوپی بین آب و سنگ بیشتر به $D-^{18}O$ محدود می‌شود (Clark and Fritz, 1954). واکنش بین آب و سنگ باعث افزایش غلظت $\delta^{18}O$ ثابت ماندن δD می‌شود. اگر مقدار $\delta^{18}O$ خیلی مثبت باشد نشان دهنده این است که واکنش بین آب و سنگ خیلی شدید بوده و شرایط تعادلی بین سیال و سنگ برقرار شده است (Birkle *et al.*, 2002). مقدار ^{18}O کریستال‌ها و سنگ‌های کربناته خیلی بیشتر از آب جوی است. در نتیجه با توجه به مقدار کم نسبت آب به سنگ، حتی مقدار کمی تبادل ایزوتوپی می‌تواند یک تغییر قابل ملاحظه‌ای را در تغییر ^{18}O ایجاد کند. در یک مخزن، هرچه تخلخل و مقدار نسبت آب به سنگ کمتر باشد، مقدار تغییر ^{18}O در آب بیشتر می‌شود. تخلخل کم باعث افزایش زمان ماندگاری و افزایش ایزوتوپی می‌شود و هر چه نسبت آب به سنگ بیشتر شود، مقدار تغییر ایزوتوپی کمتر می‌شود. در سنگ‌های کربناته مقدار تغییر و سرعت تغییر ایزوتوپی بیشتر از سیلیکاته است (Clark and Fritz, 1954). هر چه مدت زمان تماس آب با سنگ بیشتر باشد، مقدار اکسیژن بیشتر تغییر می‌کند (Birkle *et al.*, PartII, 2009). به طور کلی از بین سنگ‌ها، سنگ‌های کربناته دارای بیشترین مقدار ^{18}O بوده که باعث غنی‌شدگی بیشتر آب سازندی نسبت به $\delta^{18}O$ می‌شوند (Clayton *et al.*, 1966). در کل آب از 2H ، سنگ‌ها و کانی‌ها از ^{18}O غنی می‌باشند. این تفاوت در تکامل ایزوتوپی آب در دمای بالا خیلی مهم است. ماگما که سرد می‌شود، آب به‌طور مداوم D و ^{18}O را با کانی‌های که جدید تشکیل شده، تبادل می‌کند. در دمای بیشتر از 800 درجه سانتی‌گراد این تبادل به طور تعادلی است و سریع انجام می‌شود. در نتیجه تبادل ایزوتوپی رخ نمی‌دهد. هرچه دما کاهش یابد و ماگما کریستاله شود، مقدار ^{18}O سنگ افزایش و آب کاهش می‌یابد؛ به شرط این که مقدار نسبت آب به سنگ کم باشد (Clark and Fritz, 1954).

در دمای کم برعکس مکانیسم دمای بالا که آب و سنگ به تعادل می‌رسیدند، آب در ^{18}O فقیر و از 2H

غنی می‌شود و در بالای خط جوی قرار می‌گیرد. در دمای زیر ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد هیدراته شدن کانی‌های سیلیکاته مهم‌ترین واکنش کنترل کننده تکامل ایزوتوپی آب در سنگ‌های کریستالین است. جدایش ایزوتوپی ^{18}O بین آب و کانی سیلیکاته اولیه و بین آب و کانی سیلیکاته ثانویه آب گرفته (آب کانی سیلیکاته)، رخ می‌دهد. جدایش ایزوتوپی ^2H فقط بین آب با کانی سیلیکاته ثانویه آب گرفته (آب کانی سیلیکاته)، رخ می‌دهد. در نهایت ^{18}O سنگ زیاد و آب کم می‌شود.

در اثر تبدیل ژپس به انیدریت در دماهای بالا، ^{18}O سیال سازندی غنی می‌شود. در دمای کم، آب سازندی از نظر ^{18}O حدود ۳-۴ ‰ غنی‌تر می‌شوند. افزایش کم $\delta^2\text{H}$ در شورابه‌ها، می‌تواند به دلایل تبادل یا آب زدایی ژپس و کانی‌های سیلیکاته باشد که از آب دریا رسوب می‌کنند. این آب هیدراته از نظر $\delta^2\text{H}$ نسبت به آب دریا فقیرتر، اما نسبت به آب جوی، غنی‌تر می‌باشد. زمانی که نسبت آب-سنگ پایین است، تبادل ایزوتوپی در شیل و لایه‌های تبخیری باعث غنی شدن $\delta^2\text{H}$ در آب‌های سازندی می‌شود. در محیط‌های دارای H_2S ، $\delta^2\text{H}$ در اثر تبادل با H_2S افزایش می‌یابد (Clark and Fritz, 1977).

۲-۵-۳- اثر واکنش‌های آب و گاز بر تغییر ایزوتوپی آب

در جاهایی که نسبت گاز به آب زیاد است؛ مثلاً در لایه‌های رسوبی که احیای سولفات‌ها اتفاق می‌افتد، تبادل ایزوتوپی آب و گاز باعث تغییر ایزوتوپی آب می‌شود که در بسیاری از موارد، غلظت سولفید محلول^۱ در حد چند میلی‌مول یا کمتر می‌باشد که این مقدار اثری در ایزوتوپی آب ندارد و می‌توان آن را نادیده گرفت (Clark and Fritz, 1977).

تبادل $\delta^{18}\text{O}$ بین CO_2 و آب از فرآیندهای دیگری است که باعث تغییر ترکیب ایزوتوپی آب می‌شود. این فرآیند همانند H_2S خیلی کم در طبیعت وجود دارد. تعادل ایزوتوپی و واکنش CO_2 با آب پس از چند ساعت به دست می‌آید. پس در یک سیستم با نسبت زیاد CO_2 به آب، یک تغییر منفی در ^{18}O را انتظار

^۱ H_2S

داریم. این تغییر منفی به ندرت مشاهده می‌گردد. همچنین در اثر تخریب کربنات‌ها^۱ در دمای بالا، مقدار CO₂ افزایش می‌یابد که باعث غنی‌شدگی در ¹⁸O می‌شود.

۲-۶- مطالعات انجام شده در خصوص تعیین منشأ و تکامل شورابه مخازن

(2008) Stash آب سازندی منطقه سیبری را مطالعه کرده است. نمونه‌های آب از عمق ۱۰۰ تا حدود ۴۰۰۰ متری به طوری که نمایانگر ویژگی‌های قسمت اعظم صفحه سیبری باشد، از پنج قسمت متفاوت منطقه برداشت و در چهار گروه طبقه بندی گردید. به طور کلی منشأهای شوری می‌تواند عمدتاً تبخیر آب دریا، انحلال هالیت و دیگر تبخیری‌ها و فیلتر شدن غشایی باشند. تیپ گروه اول آب منطقه Ca-Cl با منشأ آب باقی مانده از تبخیر دریای قدیمی و تیپ آب گروه دوم Na-Cl با منشأ انحلال نمک می‌باشد. رفتار شیمیایی و ایزوتوپی گروه سوم بیانگر فرآیندهای پیچیده‌ای مانند دگرگونی، واکنش‌های بین آب-سنگ، یخچال‌های دائمی عمیق و اختلاط می‌باشد بنابراین منشأ آب این گروه به طور قطعی مشخص نشده است. گروه چهارم نیز از آب شور عهد حاضر نشأت گرفته است.

(2009) Birkle آب سازندی میدان جوجو-تکومیناسان واقع در ساحل جنوب شرقی مکزیک (مربوط به دوره ژوراسیک پسین تا کرتاسه پسین) را به منظور مشخص نمودن منشأ، مطالعه تکامل ژئوشیمیایی شورابه و همچنین بررسی سیستم جریان آب زیرزمینی عمیق تحلیل کرده است. از ۱۸ چاه موجود در منطقه (۱۲ چاه تولیدی و ۶ چاه مسدود) نمونه‌گیری و آنالیزهای هیدروشیمیایی و ایزوتوپی انجام گرفت. منشأ آب سازندی می‌تواند آب جوی، آب زیرزمینی تبخیر شده، آب دریای تبخیر شده و آب جوان یا آب ماگمایی باشد. وجود ¹⁴C در تمام نمونه‌ها، نفوذ آب سطحی مربوط به زمان پلیستوسن پسین تا هولوسن پیشین را در نمونه‌ها مشخص نمود. همچنین نسبت ایزوتوپی ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr با مقدار این نسبت در آب‌های عهد حاضر مشابه می‌باشد. بررسی‌های هیدروشیمیایی نشان داد که انحلال تبخیری‌ها (نمک)

¹ Decarbonation

گنبد نمکی اطراف بر شوری آب موجود در منطقه تاثیر کمی دارد و عامل افزایش شوری می تواند آب دریایی باشد که از آن تبخیر زیادی صورت گرفته است. فرآیند فیلتر شدن غشایی نیز در شوری آب سازندی میدان جو-تکومیناسان مؤثر می باشد. تکامل ژئوشیمیایی آب تولیدی این مخزن نیز مطالعه شده است. به طور کلی فرآیندهایی که باعث تغییر ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی می شوند باقی مانده یا نفوذ شورابه تبخیر شده (که حتی می تواند منشأ شوری شورابه ها نیز باشد) و واکنش های دیاژنیک ثانویه (مانند دولومیتی شدن و فرآیند اختلاط) می باشند. دولومیتی شدن باعث افزایش کلسیم و کاهش منیزیم در منطقه شده است. ایلیتی شدن نیز باعث کاهش پتاسیم در منطقه شده است. فراوانی دولومیت و وجود ایلیت و پیریت در لاگ های حفاری واکنش های فوق را تأیید می کند.

میرنژاد (۲۰۱۰)، مطالعاتی بر روی آب تولیدی میدان مارون در سازند آسماری (مربوط به دوره الیگوسن و میوسن پیشین) در جنوب غربی ایران انجام داده است. شورابه تولیدی این میدان دارای ۲۰۰۰۰-۱۱۰۰۰ میلی گرم در لیتر کلسیم، ۱۶۰۰۰۰-۱۲۰۰۰۰ میلی گرم در لیتر کلر و ۶۰۰-۱۰۰۰ میلی گرم در لیتر برم است که نسبت به غلظت این عناصر در آب دریای عهد حاضر زیاد می باشد. بنابراین با اندازه گیری کاتیون ها، آنیون ها و همچنین ایزوتوپ های اکسیژن و هیدروژن، به مطالعه منشأ و فرآیندهای مؤثر در تکامل ژئوشیمیایی شورابه تولیدی پرداخته شده است. نتایج آنالیز نشانگر غنی شدگی ایزوتوپ ^{18}O بوده و در نمودار نسبت ^{18}O به دوتریم، نمونه ها در سمت راست خط بارش جوی قرار گرفتند. ویژگی های ژئوشیمیایی نمونه آب تولیدی مارون منشأ آب جوی را رد کرده و آب باقی مانده از تبخیر دریای قدیمی را به عنوان منشأ شوری تأیید کردند و همچنین نشان دادند که در طی زمان واکنش های آب-سنگ به خصوص دولومیتی شدن در تغییر غلظت عناصر مؤثر بوده است. رسوب انیدریت و کاهش سولفات نیز در منطقه اتفاق افتاده است. دولومیت های گسترده، وجود انیدریت و شوری زیاد سیالات در قسمت بالایی سازند آسماری نشان دهنده این است که منشأ آب تولیدی مخزن مارون آب دریای قدیمی تبخیر شده و

تغلیظ شده‌ای است که در زمان رسوب گذاری و تشکیل سازند تبخیری گچساران، در بین ذرات به دام افتاده است.

باقری (۲۰۱۴)، با روش‌های مختلفی مانند زمین‌شناسی، ایزوتوپی و هیدروشیمیایی، به بررسی علل و منشأ شوری آب تولیدی میدان گازی کنگان پرداخته است. مخزن گازی کنگان در آهک و دولومیت‌های سازندهای کنگان و دالان (مربوط به دوره پرمین و تریاس) در جنوب ایران واقع شده است. این میدان گازی دارای ۳۶ حلقه چاه تولیدی در عمق‌های بین ۲۳۰۰ تا ۲۶۸۰ متری می‌باشد. همچنین این مخزن آبرانی (شورابه) در زیر مخزن گاز با TDS حدود ۳۳۲۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر و تیپ Na-Ca-Cl قرار دارد. آب تولیدی این میدان از شیرین تا شور (شوری بیشتر از ۶۰۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر) متفاوت است. به این منظور نمونه‌گیری از آب تولیدی چاه‌ها، آبران، خلیج فارس و چشمه گنبد نمکی اطراف منطقه انجام و عناصر اصلی، فرعی، فلزات سنگین و ایزوتوپ‌های متفاوت اندازه‌گیری شدند. منشأ و عامل‌های افزایش شوری می‌توانند انحلال نمک، فرآیند فیلتر شدن و یا تبخیر آب باشد و آب شامل آب جوی، آب دریای قدیمی و یا آب دریای عهد حاضر است. منشأ شوری انحلال نمک و فرآیند فیلتر شدن توسط روش‌های هیدروشیمیایی و ایزوتوپی رد شدند و تبخیر آب دریای قدیمی محتمل‌ترین منشأ اولیه آب شور تولیدی در منطقه مشخص گردید. به علت تشکیل مخزن در محیط‌های لاگونی، آب دریای قدیمی منشأ آب آبران و آب بین‌دانه‌ای درون مخزن است. برای مشخص نمودن منشأ اصلی شوری با استفاده از روش ایزوتوپی، آب آبران رد و محتمل‌ترین منشأ، آب بین‌دانه‌ای درون منطقه تولید (زون غیراشباع) مشخص گردید. در این تحقیق برای اولین بار از نمودار نسبت Li/Cl در برابر Br/Cl برای تفکیک منشأهای مختلف شوری استفاده شده است. تکامل ژئوشیمیایی آب آبران کنگان نیز مطالعه شده است. تکامل ژئوشیمیایی این آب بر اساس سه فرآیند تبخیر، واکنش‌های آب-سنگ و واکنش‌های آب-گاز رخ داده است. طی فرآیند تبخیر غلظت عناصر تا حد اشباع رسیده است. سپس عناصر به چهار گروه تقسیم بندی شدند.

واکنش‌های آب-سنگ باعث افزایش غلظت عناصر کلسیم، لیتیم، استرانسیم و کاهش منیزیم و سدیم در گروه اول شدند. واکنش‌های آب-گاز نیز غلظت ید را افزایش و مقدار سولفات را کاهش داده است. گروه سوم شامل بور و منگنز می‌شود که غلظت آن‌ها طی واکنش‌های آب-گاز و آب-سنگ، هر دو افزایش یافته است. گروه چهارم نیز کلر و پتاسیم هستند که در طی زمان مقدارشان بدون تغییر باقی مانده است. واکنش‌های دیاژنیک ثانویه می‌تواند دولومیتی شدن، رسوب، تبلور دوباره و تبادل یونی و واکنش‌های آب-گاز می‌تواند فرآیند احیا توسط باکتری‌ها باشد (Bagheri *et al.*, 2014).

فصل سوم: روش انجام تحقیق

۳-۱- مقدمه

در این فصل روش کار بیان می‌شود. به طور کلی گام‌های لازم برای تعیین منشأ آب تولیدی در چاه‌های گاز که در این تحقیق برداشت شده است، به شرح زیر می‌باشد:

- جمع‌آوری و بررسی کلیه اطلاعات، داده‌ها و گزارش‌های موجود در شرکت نفت در مورد مخزن شانول
- تهیه نقشه توپوگرافی سطح بالایی کنگان (تهیه شده توسط شرکت بهره برداری نفت و گاز زاگرس جنوبی)

- انتخاب چاه‌های معرف برای مطالعات تفصیلی با استفاده از کلیه اطلاعات موجود
- بررسی و مطالعه کلیه روش‌های تعیین منشأ آب تولیدی در چاه‌های گاز با استفاده از پروژه‌ها و مقالات انجام شده در ایران و جهان و ارائه دقیق‌ترین روش‌ها
- مطالعه زمین‌شناسی محدوده مخزن و رسم مقطع زمین‌شناسی مخزن گاز
- نمونه‌گیری از آب تولیدی چاه‌های گاز
- اندازه‌گیری پارامترهای هیدروشیمیایی در محل نمونه برداری و در آزمایشگاه
- تجزیه و تحلیل داده‌ها
- تعیین منشأ آب تولیدی

۳-۲- جمع‌آوری اطلاعات و داده‌های موجود

منطقه عملیاتی پارسین دارای چهار میدان فعال عملیاتی شامل میدان‌های تابناک، هما، شانول و وراوی بوده که در مجاورت شهرهای لامرد، خنج و مهر قرار گرفته‌اند. تعداد چاه‌های تولیدی این منطقه ۹۱ حلقه و ظرفیت تولید گاز این منطقه نیز حدود ۸۰ میلیون مترمکعب گاز در روز می‌باشد. مخزن گازی شانول یک میدان گازی بزرگ از نوع گاز شیرین با ظرفیت بیش از ۱۰ تریلیون فوت مکعب و حدود ۱۰۰ میلیون بشکه مایعات گازی است و توان تولید روزانه گاز این میدان ۶۰ میلیون فوت مکعب در روز از هر چاه است.

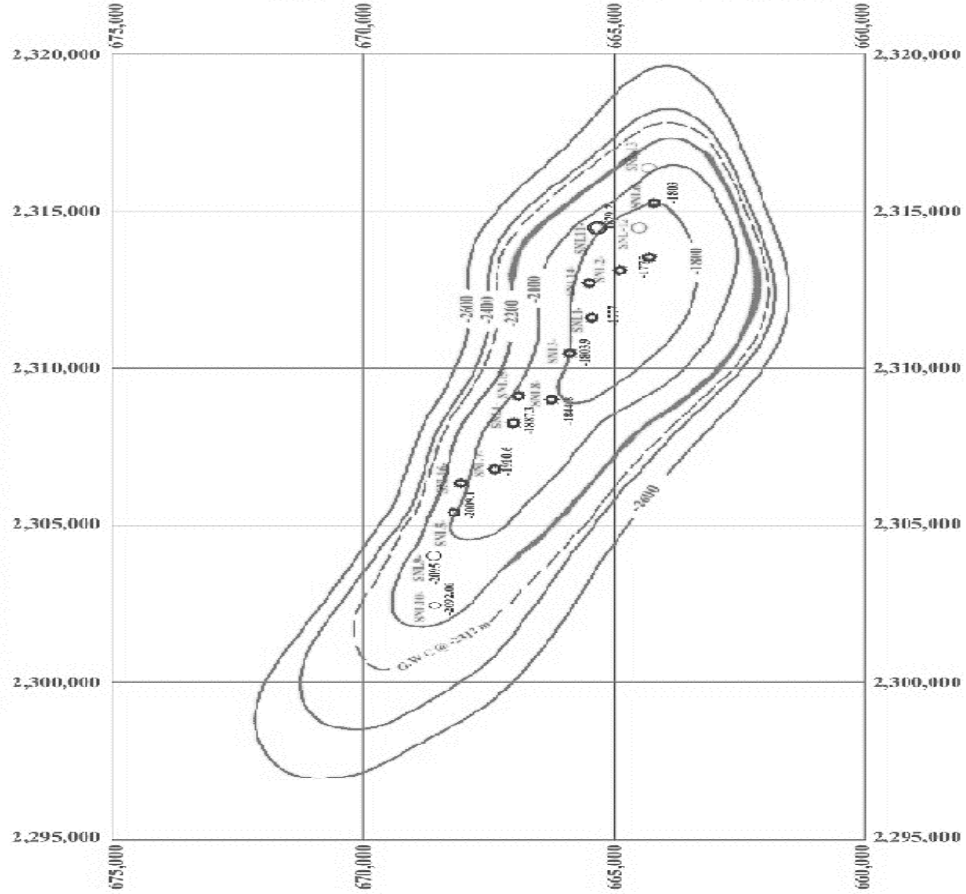
همان‌طور که در شکل ۳-۱ مشاهده می‌شود تعداد چاه‌های تولیدی این مخزن ۱۶ حلقه می‌باشد (شرکت بهره‌برداری نفت و گاز زاگرس جنوبی). به منظور بررسی منشأ آب تولیدی و علل شوری شورابه مخزن گاز، نیاز به اطلاعات مربوط به چاه‌های گاز این میدان بود. اطلاعات اولیه مانند افت فشار مخزن، شمای درون‌چاهی و مقدار نمک این میدان از شرکت بهره‌برداری نفت و گاز زاگرس جنوبی تهیه شد. به علت محرمانه بودن بعضی از اطلاعات، فقط اطلاعات مربوط به چاه‌های نمونه‌برداری از مخزن جمع‌آوری شدند. در پایان جهت تفسیر بهتر نتایج، از اطلاعات مربوط به چندین مخزن گاز در ایران مانند کنگان و مارون و مخازن گاز دنیا برای مقایسه استفاده شده است. مختصات و عمق چاه‌های این میدان در جدول ۳-۱ ارائه شده است. عمق چاه‌ها بین ۳۲۸۷ تا ۴۲۳۰ متغیر بوده و به‌طور متوسط در عمق ۳۶۵۶ قرار گرفته‌اند. جهت تعیین منشأ شوری با توجه به حساسیت‌های موجود و مسائل امنیتی، داده‌های میزان شوری، گاز تولیدی، آب تولیدی، فشار و نمونه برداری فقط از چهار محل امکان پذیر بود. چهار محل نمونه‌برداری میدان شانول به گونه‌ای انتخاب شده است که نمایانگر رفتار هیدروژئوشیمیایی کل مخزن باشد. در جدول ۳-۲ مشخصات کلی چاه‌های انتخابی مشاهده می‌شود.

۳-۳- مطالعات صحرائی و انجام نمونه برداری

برای تعیین نقاط نمونه برداری بازدید صحرائی از منطقه انجام شد. با توجه به محدودیت انتخاب نقاط نمونه‌برداری، چهار محل برای نمونه‌برداری از شورترین، شیرین‌ترین و چند چاه بینابینی مشخص گردید. نمونه‌برداری در یک مرحله در بیست و سوم شهریورماه ۱۳۹۴ از تفکیک گرهای سرچاهی مخزن انجام گرفته است.

UGC MAP TOP OF KANGAN Fm. SHANUL FIELD SCALE 1:100,000

COORDINATES SYSTEM : LAMBERT ,CLARKE 1880



LEGEND

- | | | | |
|---|------------------------------------|---|------------------------------------|
|  | Location, proposed |  | Gas injection well(G.I.) |
|  | Location, Surveyed |  | Water injector and flood (W.I.) |
|  | Location, abandoned |  | N.G.L.(or oil) injection well |
|  | Drilling Well |  | Water disposal well (W.D.) |
|  | Drilling suspended |  | Oil / Water observation well |
|  | Directionally drilled from surface |  | G.O.L. and O.W.L. observation well |
|  | Oil well |  | Water observation well |
|  | Bangestan oil well |  | Abandoned well, in Cap Rock |
|  | Khami oil well |  | Abandoned well above Cap Rock |
|  | Oil well, closed in |  | Plugged and abandoned |
|  | Gas well, producer (G.P.) |  | N.R. Not reached |
|  | Gas well, closed in |  | Border |
|  | Gas well, abandoned |  | Gas Contour |
|  | Gas / Oil observation |  | Water Contour |

شکل ۳-۱- نمایش طاق‌دیس تنگ خور و موقعیت چاه‌های میدان گازی شانول

جدول ۳-۱- مختصات و عمق چاه‌های میدان گازی شانول

عمق نهایی	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	شماره چاه
3434 (-2001)	665453	2311611	1
4230 (-2822)	664887	2313123	2
3712 (-2271.3)	665885	2310471	3
3710 (-2285.6)	667017	2308260	4
3626 (-2291.9)	668198	2305414	5
3530 (-2134.4) (st1)	664207	2315263	6
3807 (-2399.9)	667385	2306788	7
3654 (-2198.7)	666252	2309003	8
3632 (-2373)	668587	2304024	9
3287 (-2174)	668571	2302468	10
3598 (-2275.2)	665350	2314469	11
	664505.5	2314468.3	12

جدول ۳-۲- مشخصات کلی چاه‌های انتخاب شده از میدان گازی شانول

شماره چاه	نوع تکمیل	فاصله با سطح تماس (آب و گاز)	سازند تولیدی	درصد آب	عمق نهایی	GWC (متر حفار)	محدودیت چاه
۱	حفره باز-مشبک	۴۵۵	دالان و کنگان	۱۲	۳۲۸۲	۳۷۳۷	-
۵	حفره باز مشبک	۶۳	کنگان و دالان بالایی	۹۶	۳۶۲۶	۳۶۴۴	نمک اضافی
۸	حفره باز	۱۱۲	دالان بالایی	۱۲	۳۶۵۴	۳۷۶۶	نمک اضافی
۱۲	حفره باز	۴۸	دالان بالایی	۲۰	۳۶۵۰	۳۶۹۸	نمک اضافی

تفکیک‌گرها^۱ به مخازن تحت فشاری گفته می‌شود که برای جدا کردن سیالات تولیدی چاه‌های نفت و گاز به اجزای مایع و گازی به کار می‌روند. تفکیک‌گر یک مخزن بزرگ است که برای جداسازی سیالات تولیدی به اجزای تشکیل دهنده خود طراحی شده است. مخازن جداکننده به طور معمول بر روی یک پلتفرم در نزدیکی سر چاه یا مخزن به کار می‌روند و سیالات تولید شده در چاه‌های نفت و گاز را به مایع و گاز جدا می‌کنند.

نمونه برداری در بطری‌های تیره برای آنالیز هیدروشیمیایی، ایزوتوپی و فلزات سنگین انجام شد. نمونه‌های فلزات سنگین توسط فیلتر ۰/۴۵ میکرومتر فیلتر شده و سپس با اسید نیتریک مقدار pH به کمتر از ۲ رسانده شد. با توجه به اینکه آب تولیدی دارای مواد آلی معلق است، تمامی نمونه‌های هیدروشیمیایی و ایزوتوپی نیز فیلتر گردید. پارامترهای EC، pH و دما در محل نمونه برداری اندازه‌گیری شد.

۳-۳-۱- اندازه‌گیری یون‌های اصلی

جهت تعیین غلظت یون‌های اصلی ۵۰cc آب در بطری‌های تیره به آزمایشگاه هیدروشیمی آب و زیست‌محیطی دانشگاه صنعتی شاهرود فرستاده شد. یون بی‌کربنات، منیزیم و کلسیم به ترتیب توسط روش تیتراسیون با اسید سولفوریک ۱/۴۰ نرمال و محلول EDTA اندازه‌گیری شد. برای سنجش یون کلر از روش مور^۲ استفاده گردید (شکل ۳-۲). یون سولفات بر اساس کدرسنجی به کمک دستگاه توربیدی متر^۳ تعیین گردید (شکل ۳-۳). آنالیز یون‌های سدیم، پتاسیم نیز با دستگاه فتومتر شعله‌ای انجام شد (شکل ۳-۴).

¹ Separator

² Mohr

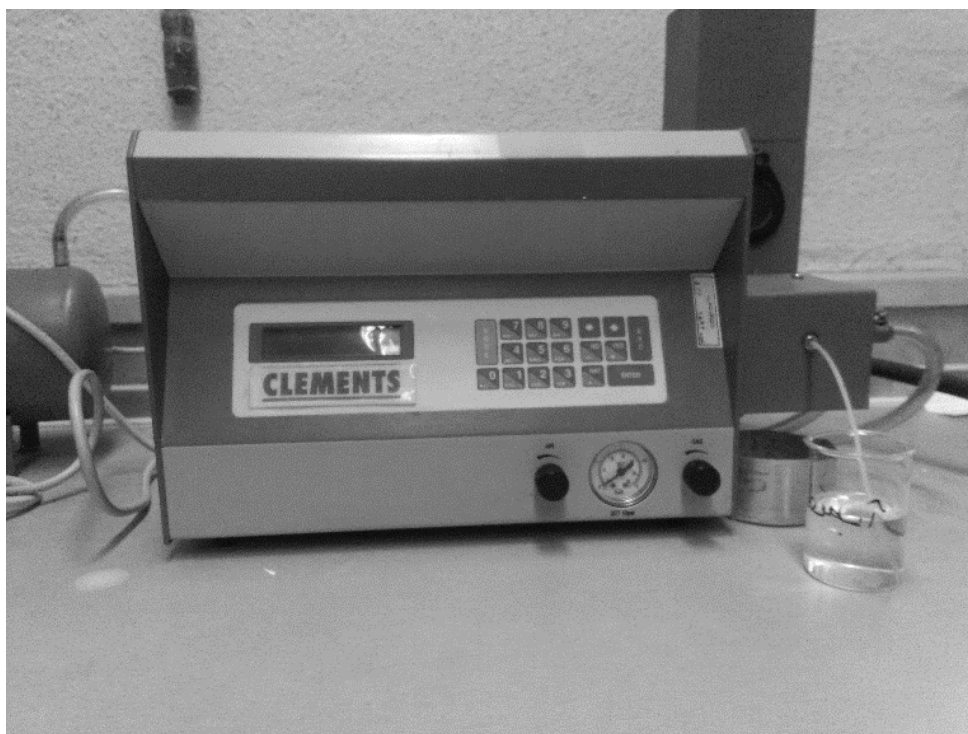
³ Turbidimeter



شکل ۳-۲- اندازه‌گیری یون‌های اصلی با استفاده از روش تیتراسیون



شکل ۳-۳- اندازه‌گیری مقادیر یون سولفات با استفاده از دستگاه توربیدی متر



شکل ۳-۴- اندازه‌گیری غلظت یون‌های سدیم و پتاسیم با استفاده از دستگاه فتومتر شعله‌ای

۳-۳-۲- اندازه‌گیری فلزات سنگین و مقادیر ایزوتوپی

به‌منظور اندازه‌گیری مقادیر مربوط به فلزات سنگین، ۷۰ cc از آب برداشتی توسط فیلتر سرسرنگی ۰/۴۵ میکرون جهت جداسازی مواد معلق، فیلتر گردید. سپس جهت جلوگیری از رسوب و ایجاد واکنش‌های شیمیایی، pH نمونه توسط اسید نیتریک ۰/۲ نرمال، به زیر ۲ رسانده شد. بعد از قرار دادن نمونه‌ها در ظروف pvc تیره، جهت آنالیز فلزات سنگین، به سازمان انرژی اتمی ایران ارسال و توسط روش^۱ ICP-MS اندازه‌گیری گردید. برای اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی، Br و I مقدار ۶۰ cc از نمونه فیلتر شده در ظرف pvc تیره قرار داده شد و جهت آنالیز به سازمان انرژی اتمی ایران ارسال شد. روش^۲ LGR برای اندازه‌گیری ^{18}O و ^2H (D) استفاده شده است.

^۱ Inductively Coupled Plasma

^۲ Liquid Gas Regression

۳-۴- اطمینان از صحت نتایج

اولین اقدام بعد از اندازه گیری عناصر، تعیین خطای آزمایش برای اطمینان از درستی آنالیزها است. برای تعیین صحت آزمایش از رابطه ۳-۱ خطای آزمایش به دست آورده شد.

$$\text{درصد خطا} = \left| \frac{\sum \text{cation} - \sum \text{anion}}{\sum (\text{cation} + \text{anion})} \right| \times 100 \quad (۳-۱)$$

در رابطه فوق آنیون‌ها و کاتیون‌ها بر حسب میلی اکی والان بر لیتر در نظر گرفته می‌شوند. خطای بیش از ۱۰٪ غیرمجاز تلقی می‌شود و اندازه‌گیری بایستی دوباره تکرار شود. این خطا ممکن است ناشی از عدم صحت در سنجش و یا عناصری باشد که مورد سنجش قرار نگرفته‌اند (استاندارد مهندسی کشور، ۱۳۷۸-۲۲۲-الف).

۳-۵- ترسیم نمودارها به منظور تعیین منشأ و علل شوری

در این مرحله نمودارهای متفاوتی بسته به نیاز کار، رسم و تفسیر گردید. به طور کلی برای تعیین منشأ و علت شوری آب تولیدی از مطالعات زمین‌شناسی، تفسیر نمودارهای نتایج آنالیزهای هیدروشیمیایی و نمودارهای آنالیز ایزوتوپی استفاده می‌شود.

فصل چهارم:

بررسی منشأ و علت شوری آب تولیدی

مخزن گازی شانول

۴-۱- مقدمه

همان طور که در صفحات پیشین بیان شد، در ابتدای بهره برداری، آب تولیدی چاه‌های میدان گازی شانول شیرین بوده اما پس از اضافه برداشت و گذشت زمان، مقادیر شوری آب تولیدی برخی از چاه‌ها افزایش یافته است. با افزایش شوری بازدهی چاه‌ها کم و بالتبع تولید گاز کاهش می‌یابد؛ بنابراین تعیین منشأ و علت شوری جهت مدیریت مخزن و افزایش تولید در این منطقه مهم می‌باشد. در جدول ۴-۱ روند افزایشی شوری قابل مشاهده است. به طور کلی آب‌های تولیدی به سه دسته شور ($EC \leq 4000$ میلی‌گرم در لیتر)، نیمه شور ($EC = 1000 - 4000$ میلی‌گرم در لیتر) و شیرین ($EC \geq 1000$ میلی‌گرم در لیتر) تقسیم می‌شوند. چاه شماره ۱ شیرین‌ترین چاه و چاه شماره ۵ شورترین چاه این میدان است.

جدول ۴-۱- میزان غلظت کلر در چاه‌های انتخابی میدان گازی شانول (غلظت بر اساس ppm)

نام چاه	زمان نمونه‌برداری								
	۹۴/۹/۲۵	۹۴/۸/۳	۹۴/۷/۴	۹۴/۶/۲۳	۹۴/۵/۱۴	۹۴/۴/۱۵	۹۴/۳/۱۸	۹۴/۲/۲۳	
۱	۴۰۵	۱۳۰	۴۱۰	۱۴۵	۳۱۰	۲۷۰	۱۷۵	۲۲۰	
۵	۱۵۳۰۰۰	۱۲۲۶۰۰	۱۶۰۰۰۰	۱۵۷۷۰۰	۱۶۰۰۰۰	۱۵۰۰۰۰	۱۵۶۰۰۰	۱۶۱۰۰۰	
۸	۱۰۴۰۰	۱۰۲۰۰	۹۵۰۰	۷۹۸۵	۹۰۰۰	۸۰۰۰	۸۵۰۰	۶۵۰۰	
۱۲	۱۹۴۰	۱۷۰۰	۳۹۰۰	۲۵۷۰	۳۹۰۰	۳۵۵۰	۳۳۰۰	۳۸۰۰	

برای مطالعه و بررسی آب تولیدی این میدان، چهار نمونه از شورترین، شیرین‌ترین و دو چاه بینابینی انتخاب گردید. نتایج آنالیزهای هیدرو شیمیایی، فلزات سنگین و ایزوتوپی نمونه‌ها در جدول ۴-۲ ارائه شده است. مقدار EC در این منطقه از حدود ۶۱۰ تا ۳۰۰۰۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر تغییر می‌کند. همچنین مقدار pH نیز بین ۵ تا ۷ می‌باشد. مقدار EC کم مربوط به بخارات میعان شده در تفکیک گر سرچاهی است. افزایش شوری دلایل مختلفی دارد که جهت بررسی آن از نمودارها و نسبت‌های مختلف یونی استفاده شده است.

جدول ۴-۲ غلظت عناصر موجود در شورابه میدان گاز شانول (غلظت بر اساس ppm)

12	8	5	1	Well
8470.75	14558.69	296084.32	613.44	EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
6.32	6.33	5.49	7	pH
6353.06	10919.02	222063.24	460.08	TDS
1679.966	2789.969	57500	86.066	Na
3922.8	6869.3	142000	209.45	Cl
179	263	6510	10.959	K
54	114	3200	3.6	Mg
400	700	12600	22	Ca
31.6	61.3	1050	1.8	Br
0.24	0.32	1.80	0.01	I
19.25	31.2	842	0.87	Sr
1.44	12	112.94	6	SO ₄
115.9	170.8	140.3	122	HCO ₃
3.12	6.5	115	0.205	Li
1.6	0.30	0.76	0.21	Mn
0.052	0.45	6.53	0.0012	Rb
-21.31	-19.08	-21.7	-20.4	² H ‰
3.57	6.22	7.06	4.08	¹⁸ O ‰

در ابتدا به بررسی خواص هیدروشیمیایی نمونه‌ها از نظر تیپ آب و رخساره‌های شیمیایی غالب پرداخته می‌شود. در ادامه منشأ آب تولیدی و علت‌ها و عواملی که باعث افزایش شوری شده‌اند مطالعه خواهند شد. منشأهای شوری محتمل برای منطقه مورد مطالعه انحلال نمک، آب دریای قدیمی تبخیر شده یا عهد حاضر، آب جوی و یا فرایند فیلتر شدن است. روش‌های مختلفی همچون هیدروژئوشیمیایی، ایزوتوپی و زمین‌شناسی جهت تعیین منشأ آب و شوری استفاده شده است. به جهت تفسیر بهتر، نتایج حاصله با

مخازن کنگان و مارون در ایران و همچنین مخازن جو-تکومیناسان^۱ در مکزیک و منطقه سیبری^۲ در روسیه مقایسه شده است.

روش‌های گرافیکی با هدف آسان‌تر کردن تفسیر و نمایش نتایج پارامترهای مختلف آب ارائه شده‌اند. از نمودار پایپر جهت دسته بندی نمونه‌ها، تعیین تیپ شیمیایی آب و مسیرهای تکامل هیدروژئوشیمیایی استفاده می‌شود. در این طبقه بندی، آب‌ها بر اساس کاتیون‌ها به سه رخساره منیزیک، کلسیک و سدیک و نیز بر پایه آنیون‌ها به سه تیپ بی‌کربناته، سولفات و کلروره تقسیم می‌شوند (Arvidson, 2006). در مطالعه تیپ آب از نتایج آنالیز هیدرووشیمیایی برخی از نمونه‌های مخزن گازی کنگان جهت مقایسه و تفسیر بهتر و مشخص نمودن وجود یا عدم وجود شباهت بین آب تولیدی این میدان‌ها، استفاده شده است. همان‌طور که قبلاً نیز بیان شده است، در مخزن گاز آب شور می‌تواند به صورت بین‌دانه‌ای در درون مخزن و یا به صورت آبران در زیر مخزن قرار گیرد. با توجه به اینکه این دو منشأ می‌توانند منشأ محتمل شوری مخازن باشند بنابراین بایستی از آن‌ها نیز نمونه برداری صورت گیرد.

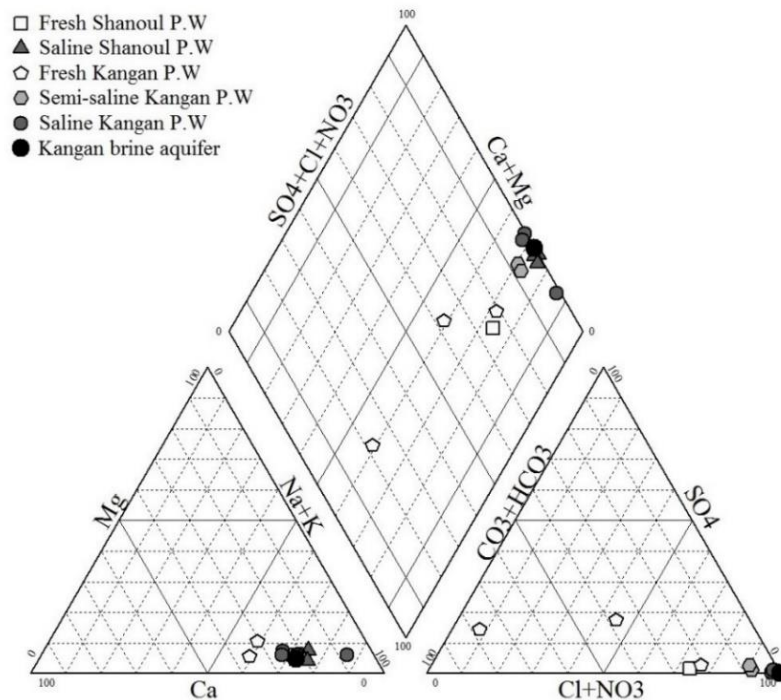
در مخزن شانول امکان نمونه برداری عمقی وجود نداشت. در مخزن کنگان اگرچه نمونه از آبران زیرین گرفته شده است اما از آب بین‌دانه‌ای درون مخزن به دلیل نیاز به ابزار خاص نمونه گیری امکان پذیر نبوده است. با توجه به اینکه محیط تشکیل مخازن کنگان و شانول مشابه هم می‌باشد در نتیجه احتمالاً خصوصیت هیدرووشیمیایی و ایزوتوپی آبران زیرین هر دو مخزن نیز یکی است. بنابراین از نتیجه آنالیز نمونه آبران زیر مخزن کنگان به جای مخزن شانول نیز می‌توان استفاده کرد و در تفسیر، از آن به عنوان یک منشأ محتمل شوری آب‌های تولیدی استفاده کرد. با توجه به نمودار پایپر (شکل ۴-۱)، نمونه‌های آب تولیدی شور در بخش راست لوزی و در منطقه آب‌های شور قرار گرفته بطوریکه یون کلر آنیون غالب در نمونه‌ها می‌باشد. کاتیون غالب نیز در نمونه‌ها یون سدیم می‌باشد. نمونه‌های شور و نیمه شور و شیرین

¹ Jujo-Tecominoacan

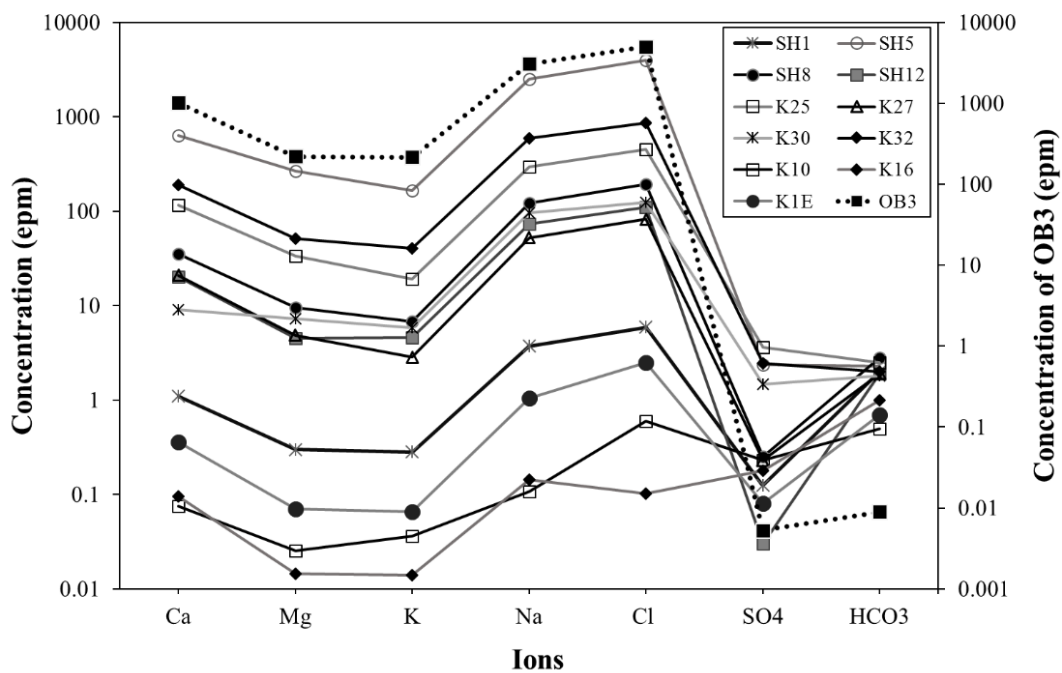
² Siberian Platform

مخزن کنگان نیز رفتاری مشابه با مخزن شانول را نشان می‌دهند و تیپ غالب آب در این نمونه‌ها کلروره-سدیک است. در نمونه‌های مخزن شانول اسیدهای قوی بر اسیدهای ضعیف و عناصر خاکی بر عناصر قلیایی خاکی غلبه دارند. چاه‌های نیمه شور بین نمونه‌های شور و شیرین قرار گرفته‌اند که حاکی از اختلاط این دو آب و تأثیر کمتر آب شور در آن‌ها می‌باشد. لازم به ذکر است که یون غالب بعدی یون کلسیم می‌باشد و تیپ را متمایل به Ca-Na-Cl می‌کند که این تیپ مشخصه شورابه‌های نفتی می‌باشد. مقدار سولفات و بی‌کربنات در این مخازن خیلی کم می‌باشد.

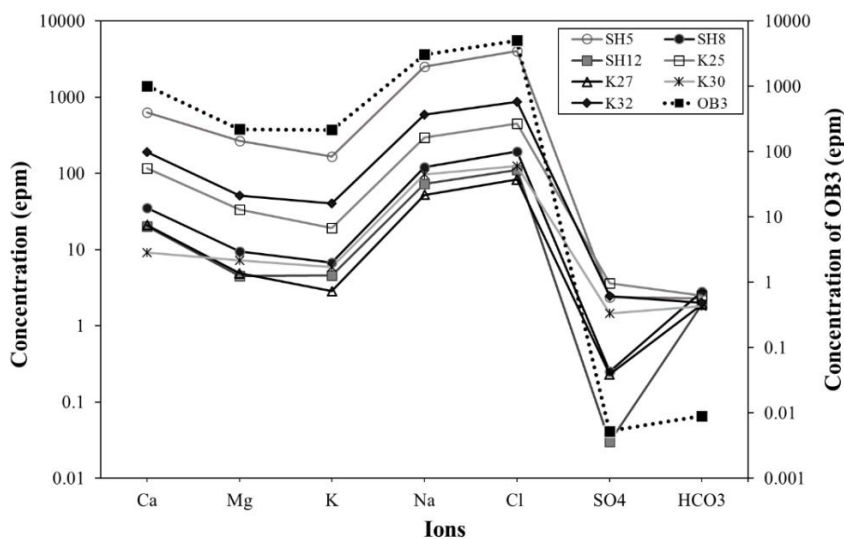
به منظور بررسی روند غلظت یون‌های اصلی و مقایسه منشأ آن‌ها نمونه‌های آب تولیدی مخزن شانول به همراه مخزن کنگان جهت مقایسه در شکل‌های ۴-۲، ۴-۳ و ۴-۴ ترسیم شده است. تمامی نمونه‌های آب شیرین تا نیمه شور و شور روند مشابه را نشان می‌دهند که نشانگر منشأ مشترک آن‌ها می‌باشد. همچنین نمونه آب شورابه زیر مخزن گاز (OB 3) نیز دارای روند یکسان است که می‌تواند نشانگر یکسان بودن منشأ آبران و آب‌های تولیدی باشد و همچنین می‌تواند نشان دهنده این باشد که منشأ احتمالی شوری آب‌های تولیدی، بیشتر آبران زیر مخزن گاز است که از زیر وارد چاه‌های تولیدی شده است. همان طور که قبلاً بیان شده است آب‌های شور بین‌دانه‌ای درون مخزن گاز و آبران منشأ یکسان دارند و می‌توانند رفتار هیدروشیمیایی یکسانی داشته باشند. بنابراین با توجه به اینکه نمونه آب بین‌دانه‌ای وجود ندارد، با قاطعیت نمی‌توان گفت که آبران زیر مخزن گاز، منشأ شوری است.



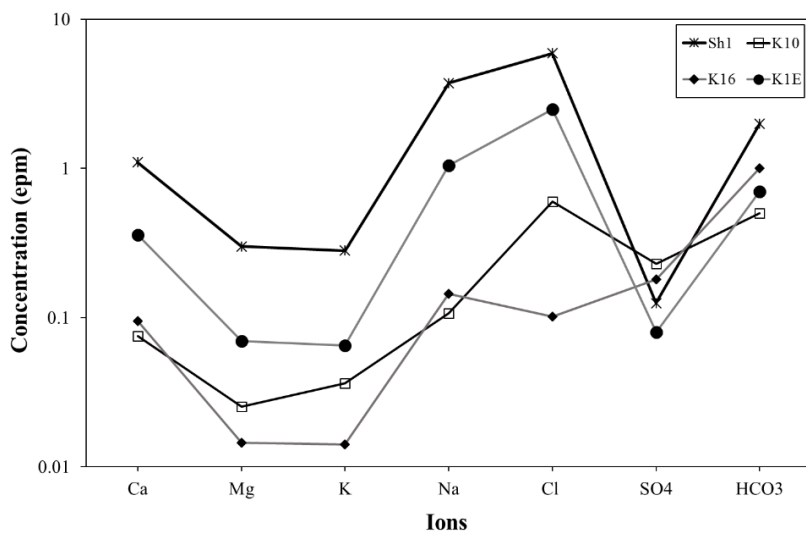
شکل ۴-۱- نمودار پایپر مربوط به آب تولیدی میدان‌های شانول و کنگان



شکل ۴-۲- نمایش تمام نمونه‌های میدان شانول و کنگان در یک نمودار شولر



شکل ۳-۴- نمودار شولر مربوط به چاه‌های شور و نیمه شور مخازن شانول و کنگان



شکل ۴-۴- نمودار شولر مربوط به چاه‌های شیرین مخازن شانول و کنگان

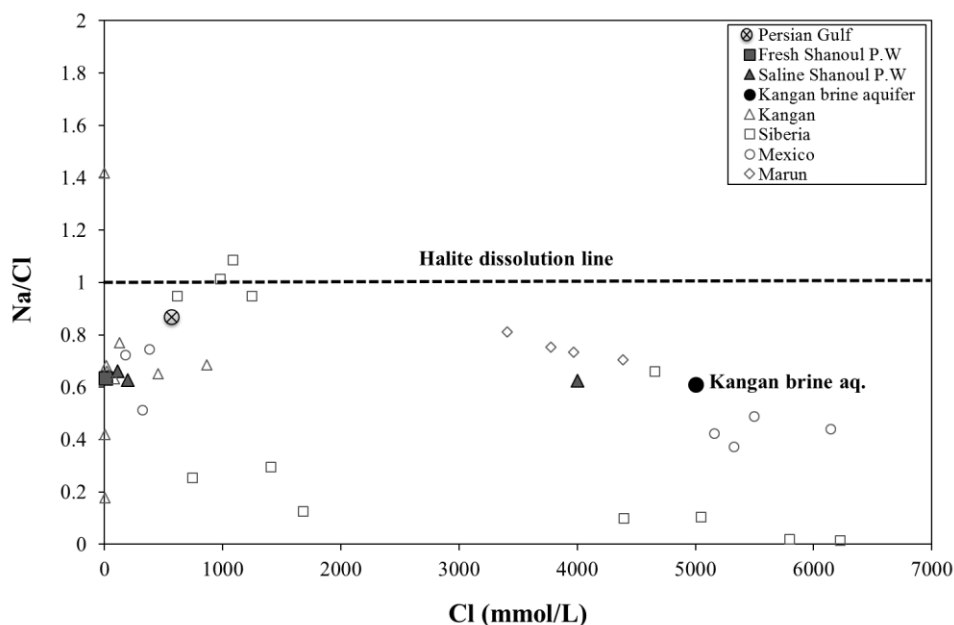
۲-۴- بررسی منشأ و علت شوری آب تولیدی مخزن گازی شانول (روش هیدروژئوشیمیایی)

با استفاده از روش هیدروژئوشیمیایی می‌توان انواع منشأ شوری از قبیل انحلال نمک، آب دریای تبخیر شده و یا آب جوی را مشخص کرد. از مطالب فوق، شباهت نمونه‌ها، یکسان بودن لیتولوژی (فازهای کوهزایی، پیشروی و پسروی‌ها و سازندهای یکسان در منطقه) می‌توان نتیجه گرفت که شرایط تشکیل مخزن گازی

کنگان و شانول یکسان می‌باشد. به علت در دسترس نبودن آب آبران میدان گازی شانول، از نمونه آبران مخزن مجاور (کنگان) استفاده شده است. نمونه آب آبران مخزن کنگان¹ به‌عنوان یک معیار برای عضو انتهایی شوری در مقابل آب شیرین در نظر گرفته شده و در نمودارها مشخص شده است. برای مشخص نمودن انحلال نمک به‌عنوان منشأ شوری، از نسبت‌های یونی Na/Cl و I/Cl و Cl/Br استفاده می‌شود.

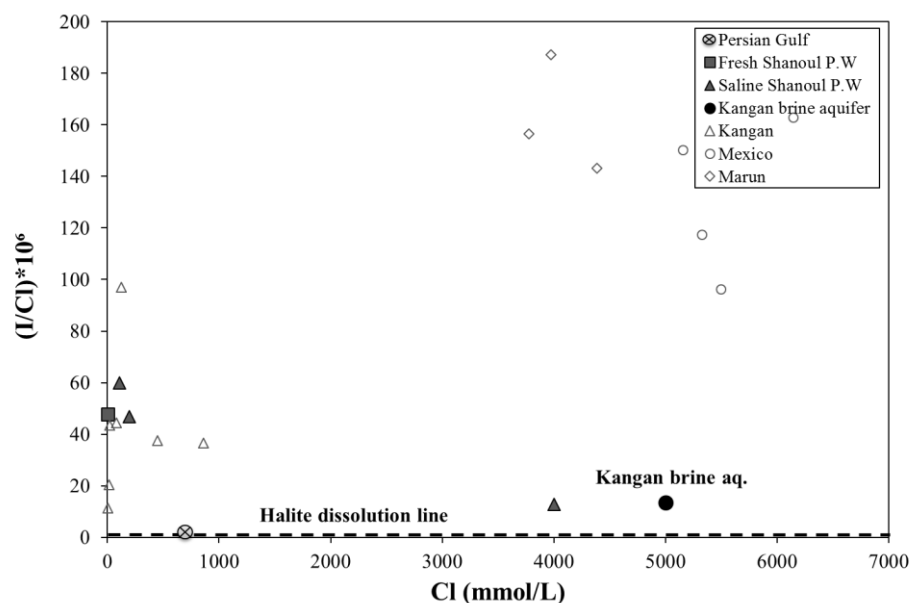
نسبت مولی Na/Cl در نمونه‌های نیمه‌شور و شور منطقه مورد مطالعه در شکل ۴-۵ در مقابل مقدار مولی کلر ترسیم شده است. نسبت مولی Na/Cl در اثر انحلال نمک، یک می‌باشد و به صورت خط افقی با مقدار یک برای شوری‌های مختلف در شکل ۴-۵ نمایش داده شده است. اگر این نسبت کمتر از $0/64$ شد، نشانگر این است که منشأ شوری شورابه نفتی مربوط به آب دریای قدیمی تبخیر شده می‌باشد؛ اما اگر این نسبت حدود $0/85$ باشد، آب دریای عهد حاضر منشأ شوری است (Richter and Kreitler, 1993). تمامی نمونه‌های شور و نیمه شور منطقه دارای مقدار نسبت مولی Na/Cl بین $0/62$ تا $0/66$ می‌باشد. همچنین نمونه آب خلیج فارس دارای نسبت حدود $0/85$ می‌باشد. این نشانگر آن است که انحلال نمک نمی‌تواند منشأ شوری آب‌های تولیدی مخزن گاز شانول باشد. این نسبت یونی مربوط به مخازن گازی دیگر در ایران همچون کنگان و مارون و در دنیا مربوط به مخازن تکومیناسان مکزیکی و منطقه سیبری جهت مقایسه و بررسی دقیق‌تر نتایج به‌دست‌آمده در منطقه مورد مطالعه، در شکل ترسیم شده‌اند. مخازن مارون و کنگان و شانول دارای نسبت مولی Na/Cl تقریباً برابر بوده که نشانگر عدم منشأ بودن انحلال هالیت می‌باشد. این نسبت در مخازن تکومیناسان و منطقه سیبری نیز در محدوده شورابه نفتی قرار داشته که نتایج فوق را تأیید می‌کند. برخی از نمونه‌های منطقه سیبری دارای نسبت مولی برابر با یک بوده که این به دلیل وجود انحلال لایه‌های نمکی می‌باشد (Stash et al., 2007).

¹ Kangan brine aquifer



شکل ۴-۵- نسبت مولی Na/Cl در نمونه‌های نیمه‌شور و شور منطقه مورد مطالعه

از نسبت وزنی I/Cl نیز جهت تشخیص و تمایز بین منشأهای شوری استفاده می‌شود. در این نمودار نسبت وزنی I/Cl در برابر Cl مخازن شانول، کنگان، مارون، تکومیناسان و منطقه سیبری نمایش داده شده است. اگر منشأ شوری انحلال نمک باشد، مقدار نسبت ید به کلر از نظر وزنی، کمتر از 1×10^{-5} خواهد بود در حالی که این نسبت در شورابه‌های نفتی بیشتر از 2×10^{-5} است (Bagheri *et al.*, 2014). آب‌های قدیمی دارای مقدار ید بیشتری نسبت به آب‌های عهد حاضر و آب‌های حاصل از انحلال نمک می‌باشند. خط انحلال نمک با مقدار نسبت ید به کلر حدود $2/6 \times 10^{-6}$ در نمودار ۴-۶ مشاهده می‌شود. مقایسه مقادیر نسبت I/Cl در شورابه‌های مخزن گازی مورد مطالعه با مقادیر فوق، انحلال نمک را به عنوان منشأ شوری رد می‌کند. مقادیر نسبت I/Cl در آب‌های تولیدی مخزن گازی شانول و کنگان در یک حدود است و در مارون و تکومیناسان بیشتر شده است که نشانگر این است که انحلال نمک نمی‌تواند منشأ شوری آب‌های تولیدی مخزن شانول باشد.



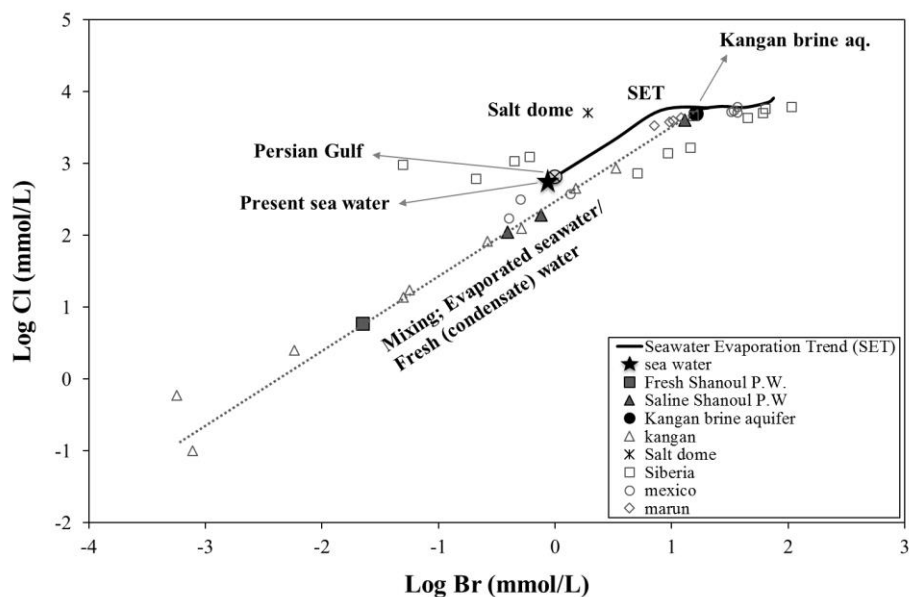
شکل ۴-۶- نسبت وزنی I/Cl در برابر Cl در شورابه تولیدی برخی مخازن ایران و جهان

برم بهترین ردیاب برای تعیین منشأ شوری می‌باشد؛ زیرا این یون پایستار بوده و از محلول به راحتی حذف نمی‌شود و به دلیل داشتن شعاع یونی بزرگ، وارد واکنش‌های شیمیایی نمی‌شود. به طور کلی برای بررسی منشأ و تکامل شورابه‌ها، غلظت یون‌های اصلی را در مقابل غلظت برم ترسیم و تفسیر می‌کنند. (Stash, 2008). شکل ۴-۷ نشان دهنده رابطه لگاریتمی غلظت یون کلر در مقابل یون برم در آب‌های تولیدی چاه‌های نفت و گاز مخازن مختلف دنیا و ایران در طول تبخیر آب دریا است. با استفاده از نسبت برم به کلر و یا برعکس، می‌توان منشأهای 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. رابطه Br-Cl در حوضه‌های رسوبی می‌تواند اطلاعات خوبی در مورد منشأ آب شور ارائه دهد (Carpenter, 1987, Kharaka, 1996). مقدار برم آب دریا حدود ۶۵ ppm و در آب‌های شور عمیق بین ۱ تا بیشتر از ۶۰۰ ppm می‌باشد (Davis et al., 1998; Mccaffrey et al., 1987). در طول تبخیر آب دریا غلظت برم و کلر تا زمان اشباع شدن آب نسبت به هالیت و رسوب اولین بلور نمک، اضافه می‌شود و روی خط تبخیر آب دریا قرار می‌گیرد. زمانی که غلظت کلر برابر با ۱۶۲۰۰۰ میلی‌گرم در لیتر و برم برابر

با ۵۰۰ میلی‌گرم در لیتر شد (وقتی حجم آب شور باقی مانده به حدود ۰/۱ حجم اولیه رسید)، محلول نسبت به هالیت اشباع شده و کلر و سدیم به صورت بلور نمک رسوب می‌کند؛ در این شرایط با افزایش تبخیر، کلر افزایش نیافته و برم تغلیظ می‌گردد. افزایش برم به صورت یک خط افقی روی نمودار مشاهده می‌شود. بنابراین با افزایش تبخیر آب دریا، غلظت برم در آب باقی مانده زیاد می‌شود؛ زیرا برم انحلال‌پذیری بیشتر و شعاع سونی بزرگتری نسبت به یون کلر دارد (Davis *et al.*, 1998).

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. پایین‌ترین نقطه این خط مربوط به آب دریا می‌باشد که در شکل مشخص است. اگر نمونه‌ای در بالای خط تبخیر آب دریا قرار بگیرد منشأ شوری انحلال نمک می‌باشد. نمونه‌های با منشأ 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 مربوط به مخزن شانول در زیر خط تبخیر آب دریا (SET) بر روی خط اختلاط آب شیرین و یک منشأ شورابه قرار گرفته است. این شورابه می‌تواند ترکیبی مشابه به آبران داشته باشد. برای بررسی انحلال نمک به عنوان منشأ شوری، یک نمونه آب شور حاصل از انحلال نمک گنبد نمکی نیز پلات شده است. نقطه مربوط به چشمه شور گنبد نمکی در بالای خط تبخیر مشاهده می‌شود و انحلال نمک برای این چشمه را نشان می‌دهد. نمونه آبده مخزن گازی کنگان بر روی خط تبخیر آب دریا و بعد از مرحله رسوب نمک قرار گرفته است و که نشانگر این است که منشأ این آب، آب دریای قدیمی است که تبخیر زیادی از آن صورت گرفته است (Bagheri *et al.*, 2013). با توجه به محل آبران و نمونه‌های مخزن شانول می‌توان نتیجه گرفت که منشأ شوری آب‌های تولیدی می‌تواند

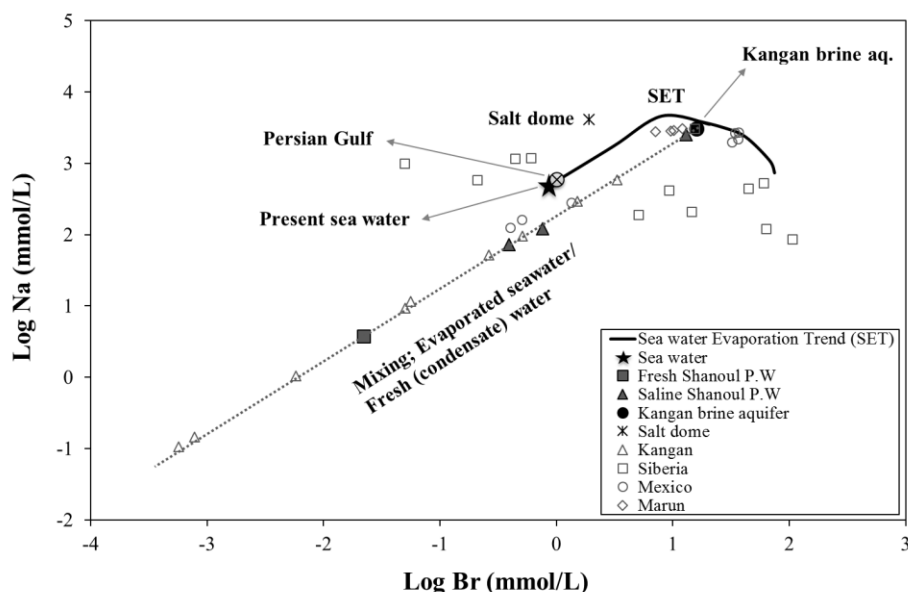
اختلاط بین آب شور مانند آبران با آب شیرین درون مخزن باشد و انحلال نمک منشأ شوری نیست. شورابه‌های مخازن دیگر همچون مخازن تکومیناسان مکزیک، منطقه نفتی مارون و مخزن گازی کنگان نیز تقریباً دارای منشأ آب دریای تبخیر شده قدیمی بوده که ممکن است برخی از آن‌ها کمی دچار اختلاط با آب شیرین شده باشند. در منطقه نفتی گازی سیبری در روسیه، نمونه‌های آب تولیدی به دلیل داشتن چند منشأ شوری، در مکان‌های متفاوتی نسبت به خط تبخیر آب دریا قرار گرفته‌اند (Bagheri, 2013).



شکل ۴-۷- نمودار لگاریتم یون برم در مقابل کلر در آب‌های تولیدی مخزن شانول و دیگر نقاط ایران و دنیا

شکل ۴-۸ نشان دهنده 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 (SET) با خطی ضخیم مشاهده می‌شود. با افزایش تبخیر و رسوب نمک در آب باقی‌مانده روند تغییرات سدیم مسیر نزولی پیدا می‌کند که علت آن می‌تواند کم بودن نسبت سدیم به کلر (۰/۸۹) در آب دریا باشد. قرار گیری نقاط در زیر خط تبخیر آب دریا نشانه اختلاط با آب شیرین‌تر است این آب شیرین‌تر می‌تواند بخار آب موجود در مخزن باشد که طی تولید در طول مسیر حرکت در لوله گاز، مایع شده و تبدیل به آب گردیده است. نقطه مربوط به چشمه شور گنبد

نمکی در بالای خط تبخیر مشاهده می‌شود و انحلال نمک برای این چشمه را نشان می‌دهد. نمونه‌های مربوط به مخزن شانول در زیر خط تبخیر آب دریا و در مسیر اختلاط آب شورابه با آب شیرین قرار گرفته‌اند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که انحلال نمک منشأ شوری نیست و آب شورابه با ترکیب مشابه آبران می‌تواند منشأ شوری باشد که با آب شیرین مخلوط شده و از چاه‌ها همراه با گاز تولید شده‌اند.



شکل ۴-۸- رابطه لگاریتمی بین غلظت سدیم و برم در طول تبخیر آب دریا

شکل ۴-۹- رابطه Cl/Br در مقابل Na/Br جهت تفکیک منشأ انحلال نمک (HDT) و آب دریای تبخیر شده (SET) را نشان می‌دهد. خط تبخیر آب دریا و خط انحلال نمک با شیب ۱:۱ با داده‌های استاندارد ترسیم گردیده است. شورابه‌هایی که از انحلال نمک نشأت می‌گیرند دارای غلظت مشابه Cl/Br و غلظت بیشتر Na/Br نسبت به آب دریا می‌باشند؛ و در بالای خط قرار می‌گیرند. این در حالی است که شورابه‌های نشأت گرفته از آب دریای تبخیر شده، دارای Na/Br و Cl/Br کمتر از آب دریا می‌باشند. Cl/Br آب دریا حدود ۲۸۶ می‌باشد (Walter *et al.*, 1990, Chi and Savard, 1997). نمونه‌های آب چشمه شور گنبد نمکی در مسیر خط انحلال نمک قرار گرفته است. اما نمونه‌های آب تولیدی مخزن شانول به همراه

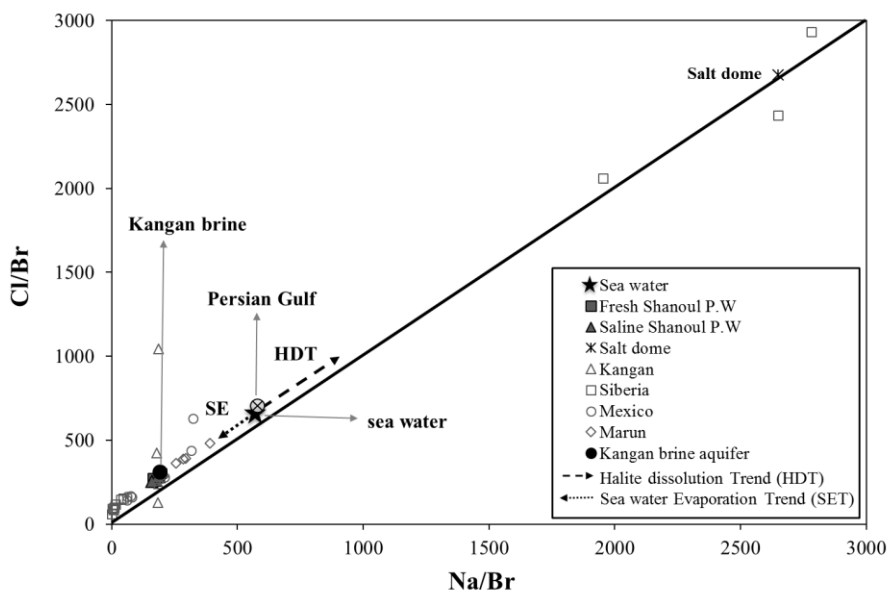
دیگر مخازن در مسیر خط تبخیر آب دریا (SET) قرار گرفته اند که نشانگر این است که انحلال نمک منشأ شوری نیست و همه آنها منشأ یکسانی داشته‌اند.

با توجه به مطلب فوق منشأ شوری آب دریای تبخیر شده می‌تواند باشد. نمونه‌های تمام مخازن به جز سیبری در مسیر خط تبخیر آب دریا قرار گرفته‌اند که نشانگر این است که انحلال نمک نمی‌تواند منشأ شوری باشد و آب دریای تبخیر شده قدیمی، منشأ آب و شوری است. چند نمونه مخزن سیبری در امتداد خط انحلال نمک قرار گرفته‌اند که دلیل این اتفاق، بودن چند منشأ شوری در این مخزن است.

از نمودار ثابت کارپنتر در برابر برم نیز به منظور مشخص نمودن منشأ آب تولیدی استفاده می‌شود. این ثابت طبق معادله زیر محاسبه می‌شود (Moldovanyi and Walter, 1992).

$$CF = Ca^{2+} + Mg^{2+} + Sr^{2+} - SO_4^{2-} - HCO_3^{-} \quad (1-4)$$

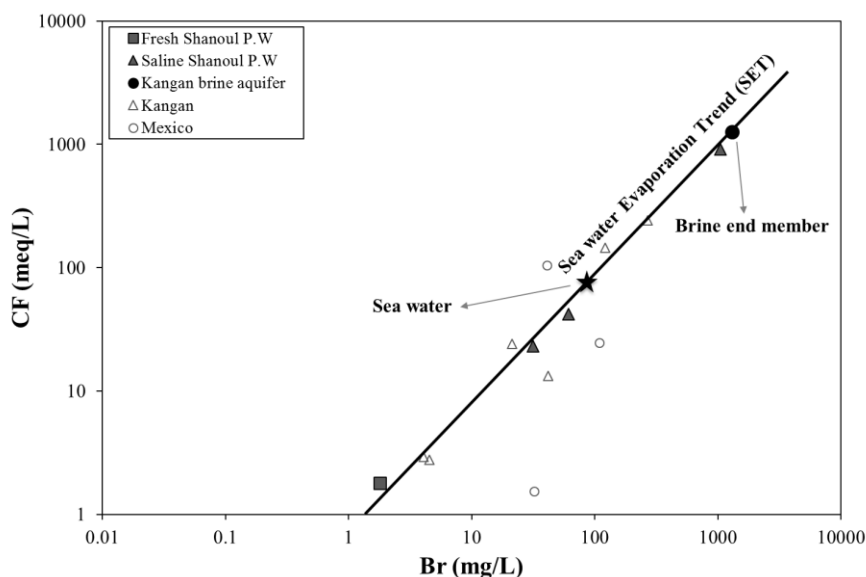
غلظت‌ها در این معادله برحسب میلی اکی والان بر لیتر می‌باشد.



شکل ۴-۹- مقادیر Cl/Br در مقابل Na/Br

خط تبخیر آب دریا به صورت خط ممتد ضخیم در شکل ۴-۱۰ قابل مشاهده می‌باشد. اگر نمونه‌ها از این خط فاصله بگیرند به معنی اختلاط و یا واکنش‌های بین آب و سنگ در محل است. مقدار ثابت کارپنتر با

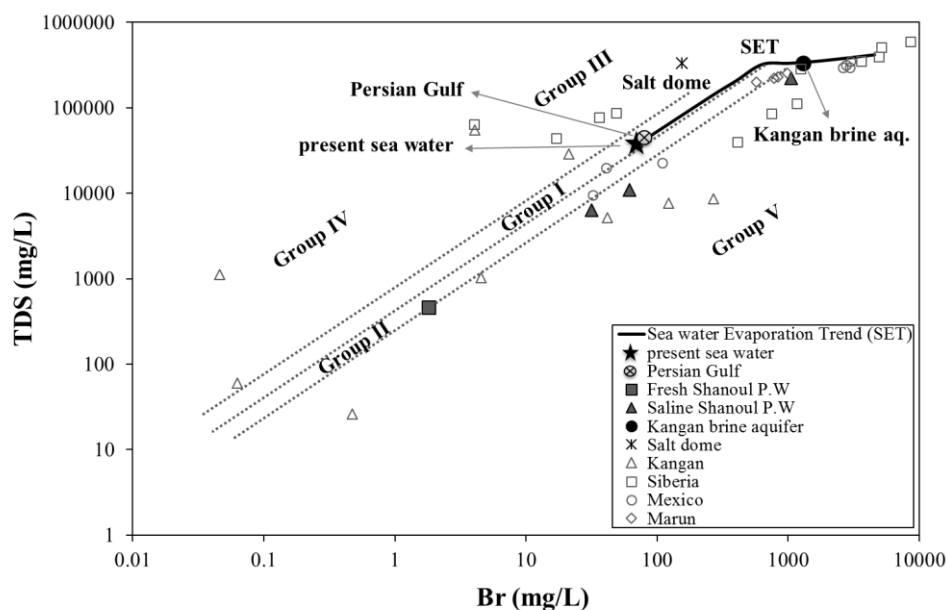
عواملی مانند رسوب یا انحلال تبخیری‌ها، دولومیتی شدن و یا واکنش‌هایی که حین تبخیر آب دریا رخ می‌دهد تغییر نمی‌یابد (Stueber and Walter, 1991). قرار گرفتن نمونه‌ها تقریباً بر روی خط نشانه این است که منشأ شورابه، آب دریای قدیمی تبخیر شده می‌باشد. وضعیت قرارگیری نمونه‌های مخازن تکومیناسان و کنگان در نمودار مشابه میدان شانول است.



شکل ۴-۱۰- رابطه بین ثابت کارپنتر (CF) و غلظت یون برم در آب‌های تولیدی مخازن گازی

نمودار TDS در برابر غلظت یون برم آب نیز به منظور تعیین منشأ کاربرد دارد. همان طور که در فصل دوم بیان شد، آب‌های شور عمیق از نظر مقدار غلظت یون برم به پنج گروه تقسیم بندی می‌شوند. گروه اول دارای آب با منشأ آب دریاست که با آب شیرین تر رقیق شده است. گروه دوم رفتاری مشابه گروه اول دارد. با این تفاوت که دارای برم بیشتری در TDS ثابت می‌باشد که شاید به خاطر مراحل اولیه دیاژنز باشد. منشأ گروه سوم انحلال نمک است. گروه چهارم مربوط به آب‌های اختلاطی بین آب شیرین و آب حاصل از انحلال نمک می‌باشد. گروه پنجم حاصل اختلاط آب شیرین با آب دریای تبخیر شده (شورابه) است (Rittenhouse and Texas, 1967). در شکل ۴-۱۱ مشاهده می‌شود که شورابه‌های مخزن گاز مورد مطالعه در گروه پنجم و در مسیر اختلاط آب شورابه با منشأ دریای تبخیر شده و آب شیرین قرار گرفته-

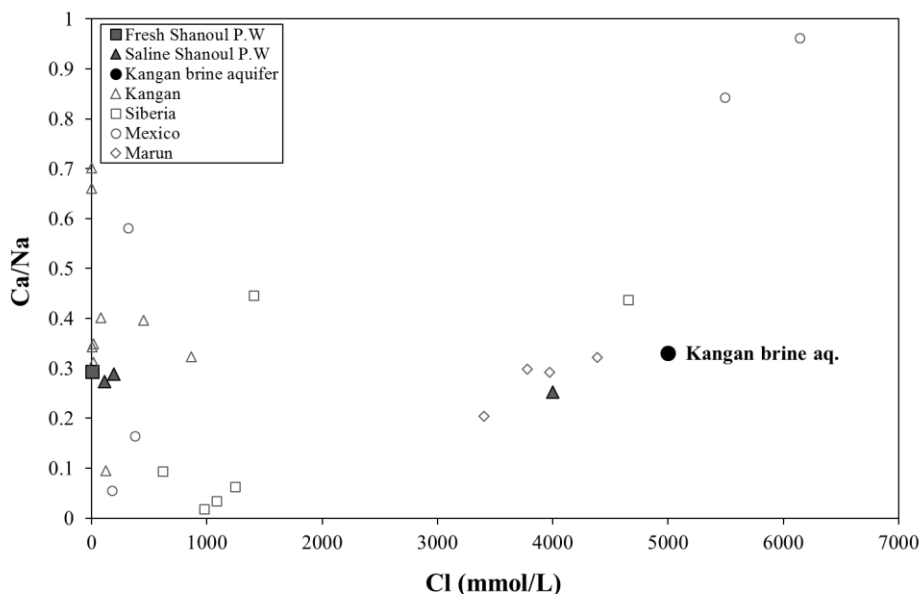
اند. پس علت شوری آب، دریای تبخیر شده می‌باشد که این می‌تواند آب آبران و یا آب بین‌دانه‌ای باشد.



شکل ۴-۱۱- نمودار TDS در برابر غلظت برم آب تولیدی

یکی از منشأهای محتمل شوری در مخازن عمیق اثر فیلتر شدن توسط رس‌ها می‌باشد که در ادامه به آن پرداخته می‌شود. برای بررسی این موضوع در آب تولیدی از نمودار نسبت Ca/Na در برابر Cl و سیستم $Rb-Li-Ca-Na$ و رسم نمودار نسبت Rb/Li مقابل Ca/Na استفاده می‌شود (Brikle *et al.*, 2002). در شکل ۴-۱۲ اثر غشایی در شورابه با استفاده از نسبت Ca/Na در برابر Cl مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. اثر غشایی توسط رس‌ها و سنگ‌هایی مثل شیل به وجود می‌آید. وقتی آب به سمت پایین حرکت می‌کند، شیل‌ها مانعی برای حرکت عناصر بزرگ‌تر ایجاد می‌کنند و برای همین مقدار آن‌ها در آب عبوری از شیل کمتر می‌شود چون توانایی حرکتشان از بین شیل‌ها کمتر است. درباره عناصر سدیم، کلسیم و کلر بدین گونه است که چون اندازه کلسیم بزرگ‌تر از سدیم است، مقداری از کلسیم توسط رس و شیل گرفته می‌شود، پس نسبت کلسیم به سدیم با افزایش شوری زیاد می‌شود. این اتفاق برای کلر نیز رخ می‌دهد و مقدار کلر افزایش می‌یابد (Kharaka and Thordsen, 1992).

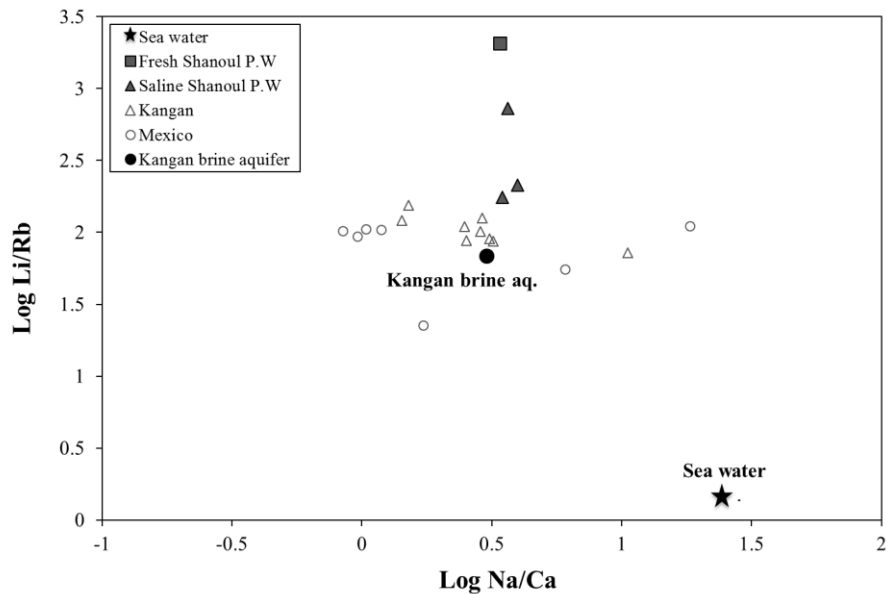
در صورت وجود اثر غشایی، روند مثبت در نمونه‌ها انتظار می‌رود؛ اما در شکل روند خطی با شیب ثابت مشاهده می‌شود. این نشانه عدم اثر غشایی در مخزن مورد مطالعه است. در مخزن کنگان و مارون نیز این روند مشاهده می‌شود. در این مناطق عمده سازندها از جنس تبخیری‌ها و کربنات‌ها هستند و به همین دلیل صحت نتایج به دست آمده از طریق این نمودار ثابت می‌شود. همچنین مقادیر مشاهده شده کلر در شورابه‌ها طبق جدول ۴-۲ تا ۴۰۰۰ میلی‌مول بر لیتر است. به طور کلی همان طور که در فصل دوم ذکر شده است، با افزایش شوری آب ورودی، کارایی اثر فیلتر شدن غشایی کمتر می‌شود (Kharaka, 1973). اما در منطقه سیبری و میدان جوجو-تکومیناسان در مکزیک روند مثبت در نمونه‌ها آشکار است و تصدیقی برای وجود اثر غشایی در این مخازن می‌باشد.



شکل ۴-۱۲ - نمودار نسبت Ca/Na در برابر Cl به منظور بررسی اثر فیلتر شدن غشایی

با استفاده نمودار ۴-۱۳ نیز اثر فیلتر شدن (اثر غشایی) مورد بررسی قرار می‌گیرد. در صورت عمل فیلتر شدن (غشایی)، نسبت Li/Rb همراه با نسبت Ca/Na افزایش می‌یابد (Birkle et al., 2002). در این نمودار مشاهده می‌شود که مقدار Na/Ca نمونه‌های مخزن گازی شانول تقریباً ثابت است؛ و با افزایش

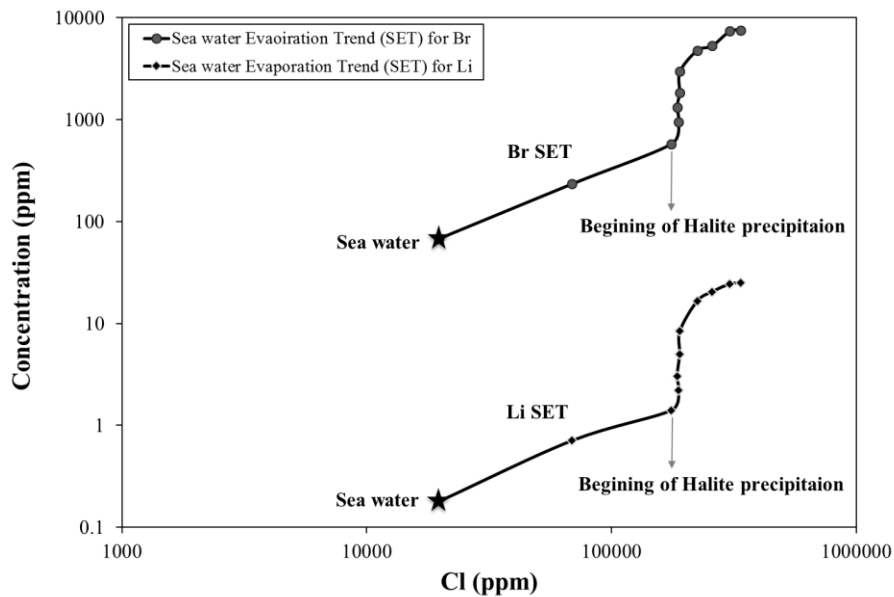
Li/Rb مقدار Na/Ca تغییری نکرده است. در نتیجه اثر غشایی نمی‌تواند منشأ شوری آب این مخزن گاز باشد. میدان کنگان نیز با افزایش Na/Ca تغییری در نسبت Li/Rb نشان نداده است. در بعضی نمونه‌های میدان جوجو در مکزیک، افزایش نسبت Rb/Li همراه با نسبت Ca/Na در شکل گویای تأثیر فیلتر شدن غشایی در این منطقه است.



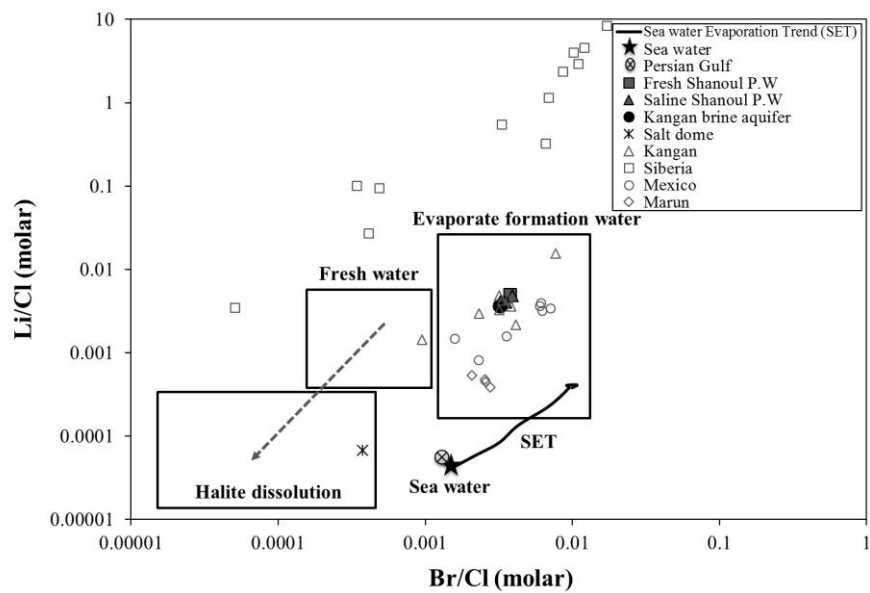
شکل ۴-۱۳- نمودار نسبت Rb/Li در برابر Ca/Na آب تولیدی چاه‌های مخازن شانول، کنگان و مکزیک

یکی از یون‌های پایستار دیگر که از آن می‌توان به عنوان ردیاب جهت تعیین منشأ استفاده کرد، یون لیتیم می‌باشد. اگر خط تبخیر استاندارد عناصر برم و لیتیم در برابر کلر رسم گردد تشابه این دو خط مشاهده می‌گردد. تفاوت این خطوط در مقدار غلظت لیتیم و برم است. با توجه به این نمودار (شکل ۴-۱۴) رفتار لیتیم در طول تبخیر آب دریا با برم مشابه می‌باشد. بنابراین با توجه به اینکه در طول تبخیر آب دریا لیتیم رفتاری مشابه برم در برابر کلر نشان می‌دهد، می‌توان از آن بعنوان یک یون پایستار استفاده کرد. در شکل ۴-۱۵ رابطه Li/Cl در مقابل Br/Cl ترسیم شده است. از این رابطه جهت تفکیک سه منشأ مهم آب دریای قدیمی تبخیر شده، انحلال نمک و آب جوی عهد حاضر استفاده می‌شود. نمونه‌ها با توجه

به منشأهای شوری متفاوت، در مکان‌های مجزا قرار می‌گیرند (Bagheri *et al.*, 2014). نمونه‌های مخزن شانول در محدوده آب دریای تبخیر شده قدیمی قرار گرفته است. مخزن مکزیک و کنگان نیز در محدوده آب دریای تبخیر شده قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۱۴- رفتار مشابه عناصر لیتیم و برم در برابر کلر حین تبخیر آب دریا

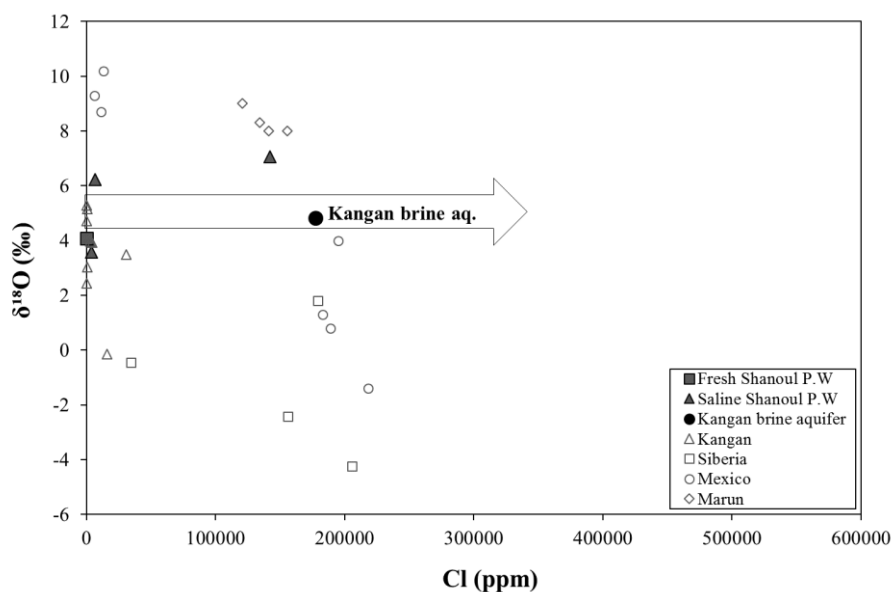


شکل ۴-۱۵- نمودار نسبت Br/Cl در مقابل Li/Cl به منظور تفکیک منشأ شوری

با رسم نمودارهای متعدد فوق و تحلیل آن‌ها، منشأ شوری آب مخزن گازی شانول به احتمال زیاد آب دریای قدیمی تبخیر شده می‌باشد. آب بین‌دانه‌ای موجود در زون گاز و آب آبران زیر مخزن گاز هر دو از آب دریای قدیمی نشأت می‌گیرند. چون منشأ اولیه این دو آب یکی است، باید از روش‌های دیگر برای مشخص کردن منشأ اصلی آب تولیدی استفاده نمود. روش هیدروشیمیایی تنها منشأ اولیه را مشخص می‌نماید. به همین دلیل از روش ایزوتوپی برای بررسی دقیق‌تر و تشخیص اینکه آب بین‌دانه‌ای و یا آب آبران منشأ شوری است، استفاده گردید.

۴-۳- بررسی منشأ و علت شوری آب تولیدی مخزن گازی شانول (روش ایزوتوپی)

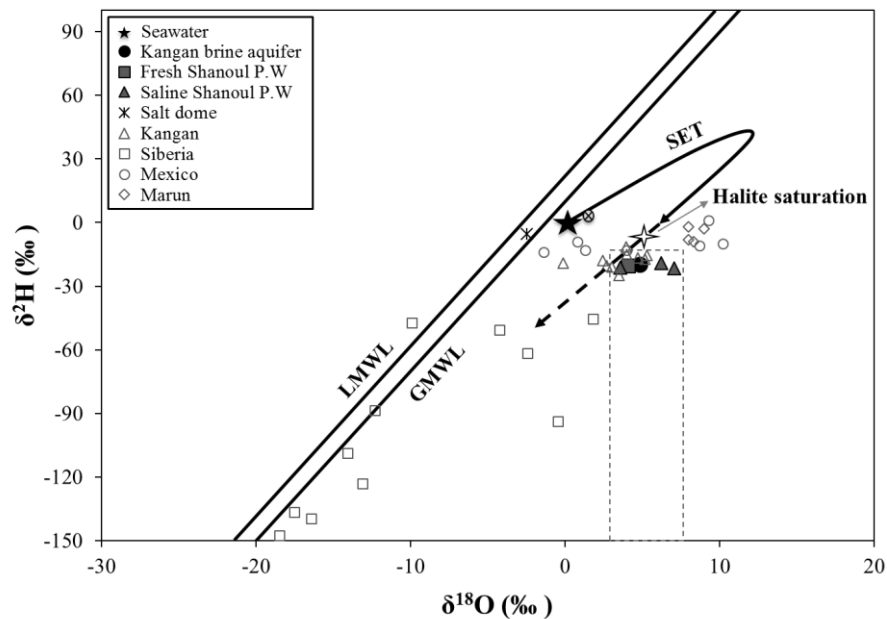
در تحقیقات هیدرولوژی و هیدروژئولوژی آب‌های زیرزمینی، ایزوتوپ‌ها به صورت گسترده‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرند. با استفاده از روش هیدروشیمیایی تفکیک منشأها خیلی دقیق و مشخص امکان پذیر نمی‌باشد. جهت تشخیص دقیق‌تر بایستی از روش‌های دیگر نیز استفاده کرد؛ بنابراین از روش ایزوتوپی، جهت مشخص کردن نوع منشأ آب‌های تولیدی مخازن نیز استفاده شده است. ایزوتوپ‌های ^2H و ^{18}O یکی از ابزارهای مفید در مطالعه منشأ و تکامل آب‌ها می‌باشند. با مطالعه ایزوتوپی حوضه‌های رسوبی عمیق می‌توان مواردی همچون منشأ آب و محلول، میزان تبادل آب و سنگ، مسیر جریان، دمای هوای قدیمی و سن و زمان ماندگاری سیال قدیمی را بررسی کرد. ترکیب ایزوتوپی آب تولیدی به خصوص ^{18}O توسط عوامل متعددی تغییر می‌کند. شکل ۴-۱۶ رابطه ^{18}O در مقابل کلر را نشان می‌دهد. با افزایش کلر مقدار ^{18}O در نمونه‌های آب تولیدی شانول و کنگان تغییر نمی‌کند که دلیلی بر عدم انحلال نمک در منطقه می‌باشد.



شکل ۴-۱۶- رابطه ^{18}O در مقابل کلر

یکی از عوامل مهم در تغییر مقادیر ایزوتوپی، فرآیند تبخیر می‌باشد. تغییرات ایزوتوپی در طول تبخیر آب دریا به صورت خط ممتد (SET) در شکل ۴-۱۷ نشان داده شده است. در فرآیند تبخیر از آب دریا مقدار ایزوتوپی ^{18}O و ^2H تا زمان تبخیر ۲۰ تا ۵۰ درصد آب دریا، اضافه می‌شود. با افزایش تبخیر (افزایش شوری) روند افزایش و تکامل ایزوتوپی در یک مرحله از تبخیر، برعکس شده و مقادیر ایزوتوپی در شورابه-های باقی مانده، کاهش می‌یابد؛ زیرا مقدار اکتیویته آب به علت شوری کاهش می‌یابد. همچنین آگیری یون‌ها باعث کاهش ایزوتوپی آب باقی مانده می‌شود. داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های آب تولیدی مخزن شانول به همراه مخازن مختلف گاز دنیا و ایران و خط بارش جهانی (GMWL) در شکل ۴-۱۷ ترسیم شده است. آبی که ترکیب ایزوتوپی آن روی خط جوی قرار می‌گیرد دارای منشأ آب باران می‌باشد و فرآیندهای ایزوتوپی دیگر روی آن تأثیر نگذاشته است. انحراف از خط آب جوی، ناشی از فرآیندهای ایزوتوپی مختلفی مانند تبخیر برای یک مدت طولانی، تبادل ^{18}O با کانی کربناته در دمای بالا، تبادل $\delta^2\text{H}$ با هیدروکربن، H_2S و کانی‌های هیدراته شده، آب‌زدایی رس‌ها در حین فشرده شدن، هیدراته شدن انیدریت و اختلاط با آب‌های جوی (باران) می‌باشد. این فرآیندها در بیشتر موارد روی رابطه بین δD و

$\delta^{18}\text{O}$ اثر می‌گذارند؛ بنابراین موقعیت نقاط به شناخت نوع فرآیند کمک می‌کند. همه نقاط مربوط به شورابه تولیدی مخازن نفت و گاز، در سمت راست خط بارش جهانی و تقریباً در مسیر خط (SET) قرار گرفته‌اند. آب‌های جوی معمولاً بر روی خط GMWL قرار می‌گیرند. اگر منشأ شوری انحلال گنبد نمکی باشد با افزایش شوری مقدار ایزوتوپی تغییر نمی‌کند (Clark and Fritz, 1977). نمونه مربوط به گنبد نمکی بر روی خط آب جوی قرار گرفته است. شورابه‌هایی که منشأ آب دریا تبخیر شده قدیمی دارند، از نظر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ از D خیلی فقیرتر می‌باشند. آنالیز ایزوتوپی آب‌های فسیلی نشان دهنده مقدار D کم و $\delta^{18}\text{O}$ ، بیشتر از آب دریا می‌باشد (White, 1957). اگر آب تحت تأثیر تبخیر قرار بگیرد، انحرافی را از خط آب جوی نشان می‌دهند که در این صورت بسته به میزان تبخیر، انحراف خط تغییر می‌کند. با توجه به



شکل ۴-۱۷- نمایش تغییرات ایزوتوپ دوتریم در برابر $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های آب تولیدی مخازن مختلف ایران و دنیا

شکل ۴-۱۷ نمونه‌های آب تولیدی مخزن شانول (شور و شیرین) در مسیر خط تبخیر آب دریا پلات شده- اند که نشانگر این است که مهم‌ترین منشأ آن‌ها، آب دریای قدیمی تبخیر شده بعد از مرحله رسوب نمک بوده که نتایج روش هیدروشیمیایی را تأیید می‌کند. منشأ احتمالی شوری آب‌های تولیدی آب آبران زیر

مخزن نیست. نمونه‌های شور مربوط به مخزن شانول در سمت راست نمونه آبران قرار گرفته‌اند. بنابراین اگر آب آبران زیر مخزن بخواهد منشأ شوری باشد و با آب شیرین درون مخزن مخلوط شده باشد بایستی سمت راست نمونه‌های شور بیفتد تا در مسیر خط اختلاط قرار گرفته باشد. با این وجود منشأ شوری آب آبران نبوده و احتمالاً آب‌های بین‌دانه‌ای شور که در مخزن قرار دارند منشأ شوری هستند که در اثر برداشت گاز و افت فشار در مخزن از درون حفرات ریز به درون چاه همراه با گاز رانده شده و باعث افزایش شوری آب‌های تولیدی شده است. مقدار ایزوتوپی آب بین‌دانه‌ای احتمالاً از نظر $\delta^{18}\text{O}$ مثبت‌تر بوده و اگر آنالیز می‌شد در سمت راست نمونه‌های شانول قرار می‌گرفت. دلیل غنی‌تر بودن آن نیز می‌تواند حجم کم این آب باشد که در تماس با سنگ آهک قرار گرفته است و در مقایسه با آبران حجم کمتری دارد؛ بنابراین تاثیر پذیری در اثر تبادل ایزوتوپی با سنگ بیشتر بوده است. نمونه‌های مخزن شانول کمتر از خط تبخیر آب دریا انحراف نشان می‌دهند که این می‌تواند به دلیل اثر سایر فرآیندها در مرحله تکامل این نوع آب‌ها باشد. مهم‌ترین فرآیند پس از تبخیر آب دریا، واکنش بین آب و سنگ می‌باشد. آب‌های تبخیر شده قدیمی در زیر زمین در طول زمان‌های زیاد در تماس با سنگ منشأ و مخزن بوده و در اثر این تماس تبادل ایزوتوپی بین آب و سنگ صورت گرفته است. نمونه‌های مربوط به مخزن کنگان و مکزیک نیز رفتاری مشابه شانول نشان می‌دهند. نمونه‌های مخزن سیبری رفتاری متفاوت دارند بطوریکه نمونه‌ها در مسیر خط تبخیر آب دریا قرار گرفته‌اند. برخی از نمونه‌های شیرین بر روی خط بارش پلات شده‌اند اما نسبت به نمونه بارش و گنبد نمکی عهد حاضر خیلی فقیرتر می‌باشند که دلیل آن می‌تواند منشأ آب جوی قدیمی باشد.

۴-۴- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب شیمیایی آب سازندی مخزن شانول

ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی آب سازندی در حوضه‌های رسوبی در طی زمان بر اثر فرآیندهای مختلفی دچار تغییر می‌شود. در این بخش به توضیح فرآیندهای متفاوتی که باعث تغییر غلظت هر عنصر گردیده

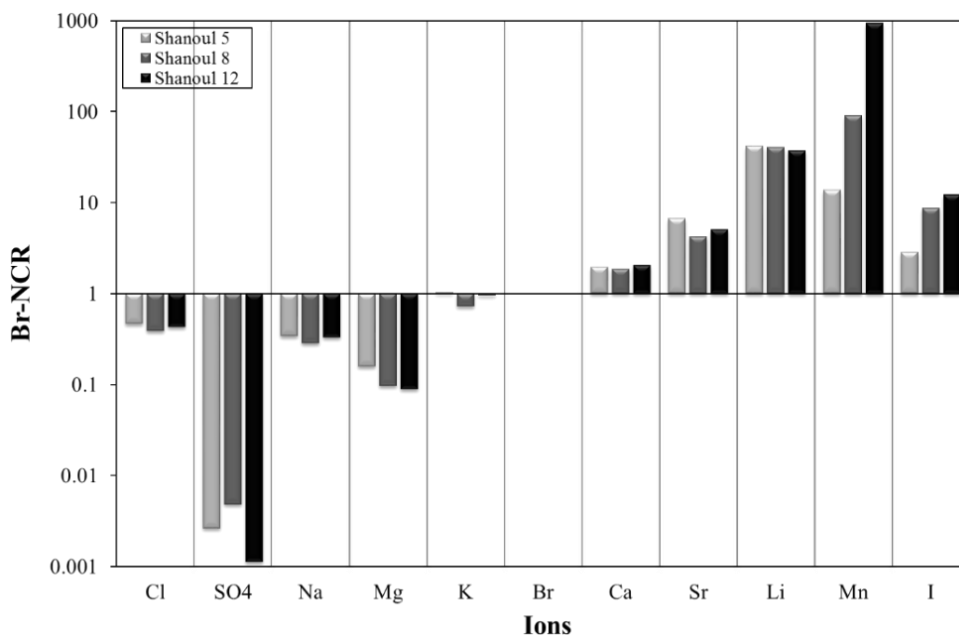
است پرداخته می‌شود. ابتدا تکامل ژئوشیمیایی و سپس تکامل ایزوتوپی شورا به‌های تولیدی میدان گازی شانول مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصله با نتایج به‌دست‌آمده در میدان‌ها کنگان، مارون، منطقه سیبری و جوجو در مکزیک نیز مقایسه و ارائه شده است.

آب دریای تبخیر شده قدیمی از زمان دفن تا حال حاضر در تماس با سنگ و سازندهای مختلف بوده است. در طی این زمان ممکن است خصوصیات اولیه آب تغییر یافته و دچار تبادل با سنگ شده باشد؛ بنابراین غلظت عناصر شورا به‌ها منعکس‌کننده خصوصیات هیدروشیمیایی منشأ اولیه و واکنش‌های دیاژنیک صورت گرفته از گذشته تا به حال می‌باشند. به طور کلی شیمی آب تولیدی مخازن نفت و گاز در طول زمان می‌تواند به وسیله فرایندهای تبخیر و واکنش‌های دیاژنیک ثانویه مانند واکنش بین سنگ و آب (دولومیتی شدن، آلبیتی شدن پلاژیوکلاز، ایلیتی شدن اسمکتیت، رسوب یا انحلال کانی‌های سولفات، رسوب کربنات‌های حاوی منیزیم زیاد) و یا واکنش بین آب و گاز دچار تغییر گردد.

منشأ اولیه شورا به‌های مخزن گازی شانول، آب دریای تبخیر شده تشخیص داده شده است. جهت تشخیص ترکیب اولیه منشأ و فرایندهای احتمالی تغییر ترکیب شیمیایی شورا به‌ها، از یون‌های پایستار استفاده می‌شود. عناصر لیتیم و برم در طی زمان، کمتر از عناصر دیگر وارد واکنش‌های شیمیایی می‌شوند و غلظت آن‌ها طی تبخیر دریا کمتر دچار تغییر می‌شود. برم یک یون پایستار بوده و از محلول به راحتی حذف نمی‌شود و به دلیل داشتن شعاع یونی بزرگ، وارد واکنش‌های شیمیایی نمی‌شود؛ بنابراین در بررسی تکامل ژئوشیمیایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. این عنصر، بیشتر از بقیه یون‌ها خاصیت منشأ اولیه خود را حفظ می‌کند (Brikle *et al.*, 2009).

فرض اصلی برای پیدا کردن منشأ شوری این است که ترکیب شیمیایی منبع اولیه شوری در طول فرآیند شور شدن ثابت بماند. چراکه تغییر ترکیب شیمیایی منبع شوری به‌طور مستقیم بر روی میزان نمک و نوع تیپ آب مؤثر است (Ozler, 2010). طبق این فرضیه باید غلظت عناصر نمونه‌ها با غلظت عناصر آب

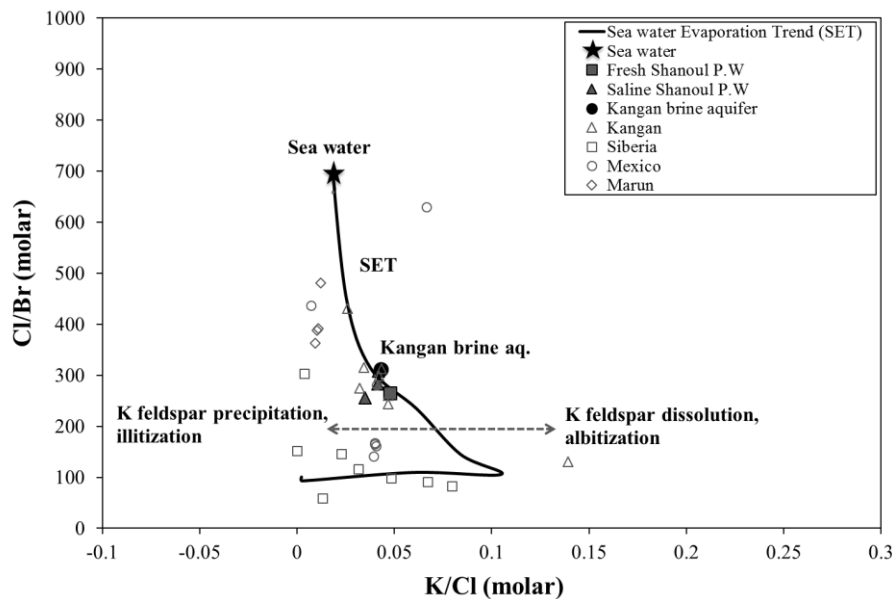
دریای اولیه تقریباً برابر باشد و در طول زمان تغییر نکرده باشد. برای بررسی مقدار ترکیب شیمیایی شورابه نسبت به منشأ اولیه در طول زمان، از نسبت غلظت نرمال شده عنصر برم (رابطه ۲-۳) استفاده می شود (Nadri *et al.*, 2013). در شکل ۴-۱۸ مقادیر ازدیاد یا کمبود یون‌ها نسبت به آب دریای قدیمی برای چاه‌های شور و نیمه شور میدان شانول به صورت نمودار میله‌ای ترسیم شده است. همان طور که مشاهده می‌شود غلظت برم نمونه‌ها با غلظت این یون در آب دریا برابر است. عناصر منگنز، ید، لیتیم، استرانسیم و کلسیم نمونه‌ها بیشتر و پتاسیم، منیزیم، سدیم و سولفات نمونه‌ها کمتر از مقدار مورد انتظار (منشأ اولیه) می‌باشد. هر عنصر مقادیر متفاوتی از افزایش و یا کاهش در نمونه‌های مختلف نشان داده است که به دلیل تفاوت در شوری نمونه‌ها است. غلظت کاتیون‌ها به خصوص کاتیون‌های چند ظرفیتی بستگی به منشأ آب و پدیده‌های شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی دارد که این پدیده‌ها می‌توانند باعث افزایش یا کاهش غلظت کاتیون‌ها گردند. غلظت بیش از حد لیتیم به علت واکنش آب با کانی‌های سیلیکاته است (Marion *et al.*, 2009).



شکل ۴-۱۸- ازدیاد یا کمبود بعضی یون‌ها نسبت به آب دریای قدیمی

منبع لیتیم اضافه شده در شورابه مخزن گاز به زیرلایه‌های رسی درون سازند دولومیتی دالان برمی‌گردد. زیرا مقدار عنصر لیتیم در کانی‌های موجود در زیرلایه‌های رسی زیاد است.

غلظت استرانسیم نیز نسبت به آب دریا افزایش یافته است که علت آن را می‌توان تبدیل آراگونیت به کلسیت و یا انحلال کانی سلسیت عنوان کرد. مقدار استرانسیم در آراگونیت بیشتر از غلظت این عنصر در کانی کلسیت می‌باشد. به همین علت هنگام تبدیل این کانی به کلسیت، مقدار استرانسیم زیاد می‌شود (Kharaka and Hanor, 2004). سلسیت در اوایل تبخیر آب دریا تشکیل می‌شود. اگر این کانی در زمان‌های بعد انحلال یابد، استرانسیم موجود در شبکه بلوری خود را آزاد می‌کند؛ بنابراین انحلال سلسیت هم یک دلیل برای افزایش استرانسیم می‌تواند باشد (Parkhurst and Appello, 2013). معمولاً غلظت پتاسیم در شورابه نفتی در مقایسه با آب دریا کم می‌باشد که به دلیل تشکیل ایلیت و پتاسیم فلدسپارها می‌باشد. در کل ایلیتی شدن اسمکتیت و کائولینیت و واکنش کانی رسی دارای پتاسیم کم، برای تشکیل پتاسیم فلدسپارها، باعث کاهش پتاسیم می‌شود. این عمل بیشتر در سنگ‌های سیلیکاته مشاهده می‌شود (Boschetti *et al.*, 2011). در شکل ۴-۱۹ مقادیر نسبت Cl/Br در مقابل K/Cl ترسیم گردیده است. روند رسوب و انحلال پتاسیم-فلدسپارها، آلبیتی شدن و ایلیتی شدن نیز در نمودار مشخص شده است. در این نمودار مشاهده می‌شود که مقدار پتاسیم نسبت به آب دریا خیلی کم تغییر کرده است. قرارگیری نمونه‌های میدان شانول بر روی خط SET نیز نشانگر عدم واکنش‌های بین آب-سنگ می‌باشد. در مخزن کنگان نیز این روند صادق است؛ اما شورابه مخزن مارون کاهش پتاسیم بیشتری نسبت به دو مخزن قبل دارد؛ قرارگیری نقاط این مخزن نشانگر رسوب پتاسیم فلدسپارها و ایلیتی شدن می‌باشد. مخازن منطقه سیبری و مکزیک نیز مشابه میدان مارون می‌باشند.



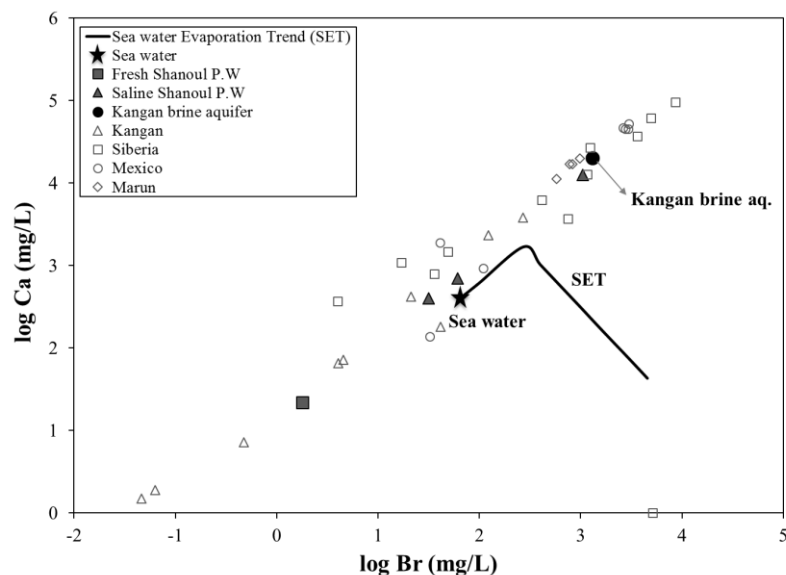
شکل ۴-۱۹- نسبت Cl/Br در مقابل K/Cl

مقدار غلظت یون سولفات در نمونه‌های مخزن شانول نسبت به آب دریا خیلی کمتر شده است. بیشترین فرآیند احیای سولفات‌ها توسط باکتری‌ها بین عناصر مربوط به این یون است. علت آن می‌تواند فرآیند احیای سولفات‌ها توسط باکتری‌ها باشد. این باکتری‌ها اکسیژن مورد نیاز را از بنیان‌های SO_4 تأمین کرده و گوگرد آزاد می‌نمایند. این عمل زیر حد فاصل آب و رسوب در محلی که آب‌های بین‌ذره‌ای از آب دریا جدا شده‌اند، صورت می‌گیرد. این همان محلی است که در آن کلیه یون‌های سولفات موجود در محیط احیا شده و یون‌های گوگرد آزاد شده نیز به سولفید هیدروژن مبدل می‌گردد (Gultekin, 2011).

به طور کلی طی واکنش‌های آب-گاز مقدار ید و منگنز افزایش و سولفات آب کاهش می‌یابد. واکنش‌های بین آب و هیدروکربن‌ها باعث ازدیاد ید و منگنز در شورابه می‌گردد. بیشترین افزایش در یون منگنز مشاهده می‌شود که به دلیل آزاد شدن این یون توسط کانی‌های رسی می‌تواند باشد (Bagheri, 2014).

مقدار کاتیون کلسیم می‌تواند در اثر فرآیندهای آلبیتی شدن پلاژیوکلازها، تبدیل کانی اسمکتیت به ایلیت، رسوب کلسیت، ژپیس و فرآیند دولومیتی شدن تغییر کند (Ford and Williams, 2007). همان طور که در شکل ۴-۲۰ مشاهده می‌شود کلسیم تا زمان اشباع کلسیت در آب دریا تغلیظ می‌شود؛ بعد از

رسیدن آب به درجه اشباع، به علت تشکیل کلسیت و ژپس و کانی‌های تبخیری، غلظت آن کم می‌شود. قرار گرفتن نمونه‌ها بالاتر از خط استاندارد تبخیر آب دریا نشان دهنده وجود کلسیم بیش از حد انتظار در نمونه‌ها است که علت این امر واکنش‌های آب و سنگ مانند آلبیتی شدن فلدسپار پلاژیوکلاز، یا دولومیتی شدن کلسیت و یا فیلتر شدن غشایی می‌تواند باشد (Sanders, 1991). بهترین خط گذرنده از نمونه‌ها روند خطی با شیب مثبت نشان می‌دهد و ازدیاد کلسیم موجود در شکل ۴-۱۸ را تأیید می‌کند. نمونه‌های مربوط به مخازن مارون و کنگان در ایران و دو مخزن انتخابی در کشورهای روسیه و مکزیک نیز رفتار مشابه مخزن شانول نشان داده‌اند.

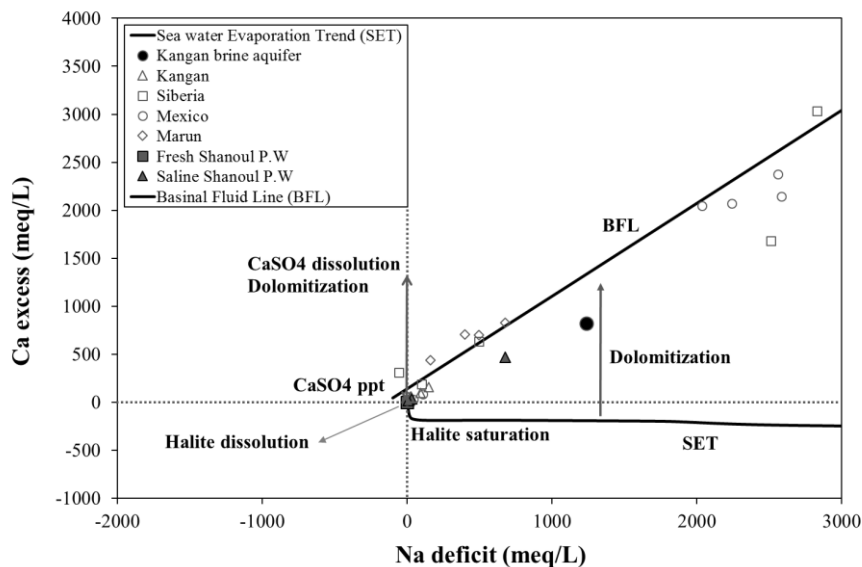


شکل ۴-۲۰- تغییرات غلظت کلسیم نسبت به برم در آب‌های تولیدی مخازن گازی مختلف

با توجه به شکل ۴-۱۲ و ۴-۱۳ عدم اثر غشایی نتیجه‌گیری شد. برای مشخص نمودن نوع واکنش آب و سنگ، از نمودارهای شکل ۴-۲۱ و ۴-۲۲ استفاده می‌شود. مقدار کلسیم اضافی و کمبود سدیم و منیزیم نسبت به آب دریا طبق روابط ۲-۴، ۲-۵ و ۲-۶ محاسبه شدند.

شکل ۴-۲۱ نشان دهنده تغییرات کاهش سدیم نسبت به کلسیم اضافی می‌باشد. خط تبخیر آب دریا (SET) و خط BFL که نشانگر میانگین روند کلی برای سیال با شوری بالا در محیط‌های قاره‌ای عمیق

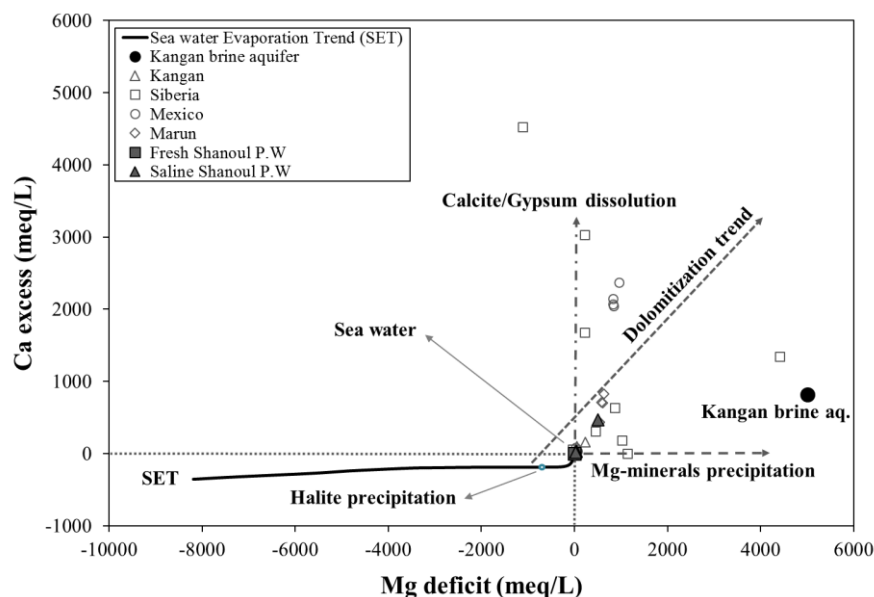
می‌باشد، در نمودار قابل مشاهده است. این خط نشان‌دهنده آلبیتی شدن آب دریای اولیه است. خط مربوط به مسیر انحلال هالیت و ژپس و رسوب ژپس و فرآیند دولومیتی شدن و تبخیر آب دریا (SET) نیز مشخص شده است. مقدار سدیم در واکنش‌های حوضه‌های رسوبی توسط آلبیتی شدن پلاژیوکلاز و پتاسیم-فلدسپارها و انحلال نمک کنترل می‌شود (Davisson and Criss, 1996). غلظت سدیم به علت تبادل کاتیونی با لیتیم و یا کلسیم ممکن است کاهش یابد. قرارگیری نمونه‌های مخزن شانول در بالای خط استاندارد تبخیر آب دریا و زیر خط BFL نشانه منشأ دریای تبخیر شده‌ای است که بعداً در آن عمل دولومیتی شدن نیز اتفاق افتاده است. کاهش خیلی زیاد سدیم نشان‌دهنده اختلاط آب شورابه با آب شیرین و یا فرآیند تبادل کاتیونی می‌باشد. هم‌چنین عدم آلبیتی شدن نیز از نمودار شکل ۴-۲۱ نتیجه‌گیری شده است.



شکل ۴-۲۱- تغییرات کاهش سدیم نسبت به کلسیم اضافی

شکل ۴-۲۲ نشان‌دهنده تغییرات کمبود منیزیم و کلسیم اضافی نسبت به خط تبخیر آب دریا می‌باشد. دولومیتی شدن باعث افزایش کلسیم و کاهش منیزیم آب‌های سازندی می‌گردد. غلظت کم منیزیم در آب‌های سازندی در مقایسه با آب دریای تبخیر شده در اثر تشکیل کلریت، دولومیت و انکریت می‌باشد. با

افزایش درجه حرارت، رس اسمکتیت به ایلیت تغییر می‌یابد و این پدیده بسیار مهمی در بسیاری از حوضه‌های رسوبی است. مقادیر زیادی پتاسیم در این واکنش مورد استفاده قرار می‌گیرد و کلسیم، سدیم و آهن دو ظرفیتی به آب سازندی اضافه می‌شود. در اثر واکنش دولومیتی شدن نسبت کلسیم آزاد شده به منیزیم مصرف شده خطی با شیب ۱:۱ می‌باشد (Rittenhouse, 1967). اگر آلبیتی شدن رخ دهد بایستی نسبت Na/Cl کم باشد اما اگر Na/Cl نزدیک ۱ بوده، نشان دهنده عدم آلبیتی شدن می‌باشد. قرارگیری نقاط در زیر این خط نشانه واکنش دولومیتی شدن به همراه رسوب کم منیزیم می‌باشد. ممکن است کانی‌های دارای سولفات منیزیم و یا کلرید منیزیم در منطقه رسوب کرده باشند. وجود سازند دولومیتی دالان در منطقه و نتایج مشابه حاصله از شکل ۴-۱۸ و ۴-۲۱ تأییدکننده این ادعا است. در نتیجه در طول زمان آب دریای قدیمی که منشأ شورابه مخزن گازی شانول می‌باشد تبخیر شده و غلظت عناصر در آن تغییر یافته است. واکنش‌های دیاژنیک ثانویه مانند دولومیتی شدن و واکنش‌های آب و گاز نیز در تغییر غلظت عناصر مؤثر بوده‌اند.



شکل ۴-۲۲- تغییرات کمبود منیزیم و کلسیم اضافی نسبت به خط تبخیر آب دریا

۴-۵- فرآیندهای مؤثر در تغییر ترکیب ایزوتوپی آب سازندی مخزن شانول

واکنش بین آب و کانی‌ها، اجزا محلول، گازهای همراه و سایر سیالات می‌تواند ترکیب ایزوتوپی آب سازندی به خصوص ^{18}O را تغییر دهند.

سنگ‌های کربناته دارای بیشترین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ می‌باشند و δD ندارند. بنابراین در اثر تماس آب و سنگ، تبادل ایزوتوپی ^{18}O صورت گرفته و آب غنی می‌شود و از خط فاصله می‌گیرد. در اثر تبدیل ژپس به انیدریت^۱ در دماهای بالا، ^{18}O سیال سازندی غنی می‌شود. در دمای کم، آب سازندی از نظر ^{18}O حدود ۳-۴ ‰ غنی‌تر می‌شود. تبادل ایزوتوپی در شیل و لایه‌های تبخیری باعث غنی شدن $\delta^2\text{H}$ آب‌های منفذی می‌شود. در محیط‌های دارای H_2S ، $\delta^2\text{H}$ در اثر تبادل با H_2S افزایش می‌یابد (Clark, 1977).

آب‌های شور درون مخزن شانول تحت فشار و دمای بالا می‌باشند. دما در آنجا در حدود ۸۰ درجه سانتی‌گراد بوده که در این دما تبادل ایزوتوپی تسریع می‌گردد بنابراین در اثر تماس آب به خصوص آب‌های بین‌دانه‌ای، با سنگ آهک غنی از ^{18}O باعث می‌شود تا تبادل ایزوتوپی بین آب فقیر و سنگ غنی در طول زمان زیاد زمین‌شناسی صورت گیرد و در نهایت ترکیب ایزوتوپی ^{18}O آب شور نسبت به منشأ اولیه خود غنی‌تر گردد. علاوه بر وجود سیال، گاز نیز در مخزن وجود دارد که این گاز CO_2 باعث تبادل شده و در نتیجه آب شور در این تبادل فقیرتر می‌گردد. اما میزان غنی‌شدگی در طی جدایش آب-سنگ در این دما بیشتر از فقیر شدگی سیال در طی فرآیند تبادل آب و گاز می‌باشد. در نتیجه نمونه‌های آب شور تولیدی در سمت راست خط تبخیر قرار گرفته و نسبت به سیال اولیه خود (آب دریای تبخیر شده) غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

¹ Dehydration

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۵-۱- نتیجه گیری

۱- تولید آب شور در مخزن شانول، باعث بروز مشکلاتی مانند خوردگی و گرفتگی در تأسیسات سر-چاهی و کاهش اجباری تولید گاز گردیده است.

۲- روش‌های مختلفی مانند هیدروژئوشیمیایی، ایزوتوپی و زمین‌شناسی جهت تعیین منشأ آب و شوری استفاده شده است. منشأ و عامل‌های شوری محتمل در منطقه انحلال نمک، آب دریای قدیمی تبخیر شده یا عهد حاضر، آب جوی و یا فرآیند فیلتر شدن است. با رسم نمودارهای متعدد و تحلیل آن‌ها، منشأ شوری آب مخزن گازی شانول تعیین شده است. نمودار نسبت یونی Br/Cl و I/Cl ، Na/Cl منشأ انحلال نمک و آب دریای عهد حاضر را رد و اختلاط آب شورابه با ترکیب مشابه آبران با آب شیرین مانند بخار آب مایع شده موجود در مخزن را نشان داد.

۳- در مخزن گاز، آب شور می‌تواند به صورت بین‌دانه‌ای در درون مخزن و یا به صورت آبران در زیر مخزن قرار گیرد. آب بین‌دانه‌ای موجود در زون گاز و آب آبران زیر مخزن گاز هر دو از آب دریای قدیمی نشأت می‌گیرند. روش هیدرووشیمیایی تنها منشأ اولیه را مشخص می‌نماید. چون منشأ اولیه این دو آب یکی است، از روش ایزوتوپی برای بررسی دقیق‌تر و تشخیص اینکه آب بین‌دانه‌ای و یا آب آبران منشأ شوری است استفاده گردید. رابطه ^{18}O در مقابل کلر و دوتریم نشان داد که منشأ شوری آب بین‌دانه‌ای شور است که در اثر برداشت گاز و افت فشار در مخزن از درون حفرات ریز به درون چاه همراه با گاز رانده شده و باعث افزایش شوری آب‌های تولیدی شده است.

۴- غلظت عناصر شورابه تولیدی منعکس‌کننده خصوصیات هیدرووشیمیایی منشأ اولیه آب و واکنش‌های دیاژنیک صورت گرفته از گذشته تا به حال می‌باشد. شیمی آب تولیدی مخازن نفت و گاز در طول زمان می‌تواند به وسیله فرایندهای تبخیر و واکنش‌های دیاژنیک ثانویه مانند

واکنش بین سنگ و آب و یا واکنش بین آب و گاز دچار تغییر گردد. در اثر تبخیر آب دریا، غلظت همه یون‌ها تا حد اشباع در شورابه غنی شده است؛ اما با گذشت زمان غلظت یون‌های منگنز، ید، لیتیم، استرانسیم و کلسیم افزایش و پتاسیم، منیزیم، سدیم و سولفات کاهش یافته است.

۵- عمق زیاد و عدم مشاهده مستقیم، دما و فشار بالای آب در مخزن، میزان املاح محلول زیاد و ماهیت ناهمگن و شکافدار این میدان گازی باعث شده است تا شناخت پدیده‌های حاکم بر انتقال آب و تعیین منشأ شوری به راحتی انجام پذیر نباشد. منشأ یابی بروز این پدیده به منظور ارائه راهکار مناسب جهت کم کردن شوری آب تولیدی و پیشگیری از وقوع آن در چاه‌هایی که بالقوه آماده تولید آب و نمک اضافی هستند ولی این پدیده در آن‌ها بروز نکرده است، در جهت مدیریت صحیح مخزن و افزایش تولید گاز امری ضروری است.

۵-۲- پیشنهادها

۱- با توجه به اینکه آب‌های تولیدی در چاه‌های مختلف دارای شوری متفاوتی می‌باشند پیشنهاد می‌گردد همزمان با افزایش و کاهش تولید گاز مقدار شوری و سایر پارامترهای هیدروشیمیایی و ایزوتوپی اندازه‌گیری گردد.

۲- با توجه به یکسان بودن منشأ اولیه آب بین‌دانه‌ای و آبران زیر مخزن گاز، پیشنهاد می‌شود جهت تفسیر و ارائه نتیجه بهتر، نمونه آب از آب بین‌دانه‌ای جهت آنالیزهای مختلف از درون مخزن برداشت گردد.

۳- پیشنهاد می‌گردد نمونه از آب آبران زیر مخزن گاز شانول نیز گرفته شود.

۴- جهت تعیین لایه‌های دارای آب شور پیشنهاد می‌شود با استفاده از لاگ‌های ژئوفیزیکی، لایه‌های دارای درصد آب مشخص گردد که در نهایت در جهت مدیریت و کاهش شوری آب‌های تولیدی،

منطقه تولید در این لایه‌ها بسته و در لایه‌های گازدار بدون آب شور باز شود.

۵- جهت جلوگیری از بروز این مشکل در سایر مخازن پیشنهاد می‌گردد مطالعات جامع آب زیرزمینی با هدف منشأ آب‌های مختلف عمیق در سایر مخازن دارای پتانسیل شور شدن، انجام شود.

۶- جهت تعیین دقیق منشأ آب‌های تولیدی و اینکه آب شور و یا شیرین از چه لایه‌ای تأمین می‌گردد، پیشنهاد می‌گردد در حین حفاری یک چاه، نمونه آب از لایه‌های مختلف از سطح زمین تا زیر مخزن گاز (منطقه اشباع و غیراشباع) جهت تعیین خصوصیات مختلف آن و استفاده در زمان تعیین منشأ گرفته شود.

منابع

- آقاناتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، انتشارات

دایره سبز.

- Bagheri, R., Nadri, A., Raeisi, E., Kazemi, G. A., Eggenkamp, H. G. M., & Montaseri, A. (2014). Origin of brine in the Kangan gasfield: isotopic and hydrogeochemical approaches. *Environmental earth sciences*, 72(4), 1055-1072.
- Bagheri, R., Nadri, A., Raeisi, E., Eggenkamp, H. G. M., Kazemi, G. A., & Montaseri, A. (2014). Hydrochemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, $\delta^{37}\text{Cl}$ and $\delta^{81}\text{Br}$) evidence for the origin of saline formation water in a gas reservoir. *Chemical Geology*, 384, 62-75.
- Bagheri, R., Nadri, A., Raeisi, E., Shariati, A., Mirbagheri, M., & Bahadori, F. (2014). Chemical evolution of a gas-capped deep aquifer, southwest of Iran. *Environmental earth sciences*, 71(7), 3171-3180
- 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).
- Birkle, P., Aragón, J. R., Portugal, E., & Aguilar, J. F. (2002). Evolution and origin of deep reservoir water at the Activo Luna oil field, Gulf of Mexico, Mexico. *AAPG bulletin*, 86(3), 457-484
- Birkle, P., García, B. M., & Padrón, C. M. M. (2009). Origin and evolution of formation water at the Jujo–Tecominoacán oil reservoir, Gulf of Mexico. Part 1: chemical evolution and water–rock interaction. *Applied Geochemistry*, 24(4), 543-554.
- Carpenter, A. B. (1978, January). Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. In *SPE Annual Fall Technical Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- Carpenter, A. B., Trout, M. L., & Pickett, E. E. (1974). Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead-and zinc-rich oil field brines in central Mississippi. *Economic Geology*, 69(8), 1191-1206

- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC press.
- Clayton, R. N., Friedman, I., Graf, D. L., Mayeda, T. K., Meents, W. F., & Shimp, N. F. (1966). The origin of saline formation waters: 1. Isotopic composition. *Journal of Geophysical Research*, 71(16), 3869-3882.
- Fontes, J. C., & Matray, J. M. (1993). Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts. *Chemical Geology*, 109(1), 149-175.
- Foster, S., & Loucks, D. P. (2006). Non-renewable groundwater resources. *A guidebook on socially sustainable management for water policy makers. IHP series on Groundwater*, (10).
- Ghavidel-Syooki, M. (2003). Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros Basin, southern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 127(3), 241-268.
- Gultekin, F., Hatipoglu, E., & Ersoy, A. F. (2011). Hydrogeochemistry, environmental isotopes and the origin of the Hamamayagi-Ladik thermal spring (Samsun, Turkey). *Environmental Earth Sciences*, 62(7), 1351-1360.
- Hanor, J. S. (1983). Fifty years of development of thought on the origin and evolution of subsurface sedimentary brines. *Revolution in the Earth Sciences: Advances in the past half-century*, 99-111.
- Hanor, J. S. (1994). Origin of saline fluids in sedimentary basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 78(1), 151-174.
- Hanor, J. S. (2004). The role of salt dissolution in the geologic, hydrologic, and diagenetic evolution of the northern Gulf Coast sedimentary basin. In *Saltsediment interactions and hydrocarbon prospectivity: concepts and case studies for the 21st century, 24th Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Research Conference* (pp. 464-501).
- Hsaisoune, M., & Vengosh, A. (2013). Integration of geochemical and isotopic tracers for elucidating water sources and salinization of shallow aquifers in the sub-Saharan Draa Basin, Morocco. *Appl Geochem*, 34, 140151Wilson.

- Isawi, H., El-Sayed, M. H., Eissa, M., Shouakar-Stash, O., Shawky, H., & Mottaleb, M. S. A. (2016). Integrated Geochemistry, Isotopes, and Geostatistical Techniques to Investigate Groundwater Sources and Salinization Origin in the Sharm EL-Shiekh Area, South Sinia, Egypt. *Water, Air, & Soil Pollution*, 227(5), 1-23.
- Kharaka, Y. K. (1985). Water-rock interactions in sedimentary basins.
- Kharaka, Y. K., & Berry, F. A. (1973). Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes—I. Experimental investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(12), 2577-2603.
- KHARAKA, Y. K., & CAROTHERS, W. W. (1986). Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of deep basin brines. *Handbook of environmental isotope geochemistry*, (2), 305-360.
- Kharaka, Y. K., Cole, D. R., Hovorka, S. D., Gunter, W. D., Knauss, K. G., & Freifeld, B. M. (2006). Gas-water-rock interactions in Frio Formation following CO₂ injection: Implications for the storage of greenhouse gases in sedimentary basins. *Geology*, 34(7), 577-580
- Kharaka, Y. K., & Hanor, J. S. (2003). Deep fluids in the continents: I. Sedimentary basins. *Treatise on geochemistry*, 5, 605
- Kharaka, Y. K., Maest, A. S., Carothers, W. W., Law, L. M., Lamothe, P. J., & Fries, T. L. (1987). Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi Salt Dome basin, USA. *Applied Geochemistry*, 2(5-6), 543-561.
- Kharaka, Y. K., & Smalley, W. C. (1976). Flow of water and solutes through compacted clays. *AAPG Bulletin*, 60(6), 973-980.
- Kharaka, Y. K., & Thordsen, J. J. (1992). Stable isotope geochemistry and origin of waters in sedimentary basins. In *Isotopic signatures and sedimentary records* (pp. 411-466). Springer Berlin Heidelberg.
- Kreitler, C. W. (1993). *Geochemical techniques for identifying sources of ground-water salinization*. CRC press.
- Land, L. S., & Prezbindowski, D. R. (1981). The origin and evolution of saline formation water, Lower Cretaceous carbonates, south-central Texas, USA. *Journal of Hydrology*, 54(1), 51-74.

- Mirnejad, H., Sisakht, V., Mohammadzadeh, H., Amini, A. H., Rostron, B. J., & Haghparast, G. (2011). Major, minor element chemistry and oxygen and hydrogen isotopic compositions of Marun oil-field brines, SW Iran: Source history and economic potential. *Geological Journal*, 46(1), 1-9.
- Nadri, A., **Bagheri**, R., Raeisi, E., Ayatollahi, S. S., & Bolandparvaz-Jahromi, K. (2014). Hydrodynamic behavior of Kangan gas-capped deep confined aquifer in Iran. *Environmental earth sciences*, 71(4), 1925-1936.
- Özler, H. M. (2010). Carbonate weathering and connate seawater influencing karst groundwaters in the Gevas–Gurpinar–Güzelsu basins, Turkey. *Environmental Earth Sciences*, 61(2), 323-340.
- Parkhurst, D. L., & Appelo, C. A. J. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3—a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *US geological survey techniques and methods, book, 6*, 497.
- Richter, B. C., & Kreitler, C. W. (1987). Sources of ground water salinization in parts of west Texas. *Groundwater Monitoring & Remediation*, 7(4), 75-84.
- Rittenhouse, G. (1967). Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters. *AAPG Bulletin*, 51(12), 2430-2440.
- Sanders, L. L. (1991). Geochemistry of Formation Waters from the Lower Silurian Clinton Formation (Albion Sandstone), Eastern Ohio (1). *AAPG Bulletin*, 75(10), 1593-1608.
- Shouakar-Stash, O., Alexeev, S. V., Frape, S. K., Alexeeva, L. P., & Drimmie, R. J. (2007). Geochemistry and stable isotopic signatures, including chlorine and bromine isotopes, of the deep groundwaters of the Siberian Platform, Russia. *Applied geochemistry*, 22(3), 589-605.
- Walter, L. M., Stueber, A. M., & Huston, T. J. (1990). Br-Cl-Na systematics in Illinois basin fluids: Constraints on fluid origin and evolution. *Geology*, 18(4), 315-318.
- White, D. E. (1957). Magmatic, connate, and metamorphic waters. *Geological Society of America Bulletin*, 68(12), 1659-1682.

- White, D. E. (1965). Saline waters of sedimentary rocks.
- Worden, R. H. (1996). Controls on halogen concentrations in sedimentary formation waters. *Mineralogical Magazine*, 60(2), 259-274.
- Worden, R. H., Manning, D. A. C., & Bottrell, S. H. (2006). Multiple generations of high salinity formation water in the Triassic Sherwood Sandstone: Wytch Farm oilfield, onshore UK. *Applied Geochemistry*, 21(3), 455-475.
- Zamana, L. V. (2012, January). Isotopes of hydrogen and oxygen in nitrogen hot springs of Baikal Rift Zone in terms of interaction in the water-rock system. In *Doklady Earth Sciences* (Vol. 442, No. 1, pp. 81-85). SP MAIK Nauka/Interperiodica.

Abstract

In gas reservoirs, the produced water usually accompanies gas production. Most of the reservoirs at the beginning of production have fresh water; but with passing time due to the increase in productions and decrease in pressure of reservoir, the produced water gradually becomes saline. The saline produced water causes severe corrosion in pipelines and well head facilities leading to reduction in gas productions. Determining the origin of salinity in oil and gas reservoirs is most important for controlling and managing this problem and consequently increasing the gas production. Shanoul gas reservoir is one of the Parsian gas fields in southern Iran in which produced saline water via some gas wells, is causing reducing the gas productions. This reservoir is composed of Kangan and Dalan formations. The present research aims to determine the brine origin with the data of isotopic and hydrochemical analysis. The potential processes causing salinity can be halite dissolution, membrane filtration and evaporated sea water. The potential sources of water may be meteoric, present or paleo-sea water. The mixing between ancient evaporated sea water and condensed vapors is determined as the main origin of salinity in the Shanoul gas reservoir using hydrogeochemistry, isotope and geological methods. There are two types of waters in the reservoir that have ancient evaporated sea water origin; the brine under the reservoir (aquifer water) and intergranular water which fills the pore spaces in gas reservoir. Based on isotopic analysis intergranular water is the main source of salinity that has entered in pay-zone as the result of passing time and decrease in pressure of reservoir; so there isn't any up-coning of aquifer saline water. The chemical evolution of the saline produced waters is affected by three different processes: evaporation of seawater, water-rock and water-gas interactions. Due to the evaporation process, the concentration of all ions in the produced waters increased up to saturation levels. In comparison to the evaporated seawater, the higher concentrations of Ca, Li, Mn, I and Sr and lower concentrations of Mg, K, SO₄ and Na ions are observed in the Shanoul produced waters.

Keywords: Brine, Hydrochemistry, Stable isotope, Chemical evolution, Gas Reservoir



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M. Sc. Thesis in Hydrogeology

Study of salinity causes and origin of produced waters in the wells of
a Gas Reservoirs, South of Iran

By:

Mahbod Rahro

Supervisor:

Dr. Rahim Bagheri

Advisor:

En. Seyyed Mahmoud Mirbagheri

February 2017