

## تعیین پارامترهای ورودی مدل عددی هیدروژئولوژی معدن چادرملو با استفاده از ایزوتوپ های پایدار و رادیوایزوتوپ ها

ابوذر دارابی<sup>۱</sup>، یاسر نعیمی<sup>۲</sup>

۱- کارشناس ژئومکانیک شرکت مهندسی کانی کاوان شرق، پروژه معدن سنگ آهن چادرملو یزد

۲- معاونت امور پروژه های خدمات مشاوره، شرکت مهندسی کانی کاوان شرق

Darabi.imeo@gmail.com

### خلاصه

چادرملو جهت تعیین پارامترهای ورودی مدل عددی برای نخستین بار توانان از پیژومتر تار مرتعش، پیژومتر لوله قائم، نمونه‌هایی جهت آزمایش‌های ایزوتوپی و فیزیکوشیمیایی استفاده نموده است. در تحقیق، خط آب جوی چادرملو تهیه و با خط GMWL مقایسه که تلفیق این نتایج با آنالیز تریتوم نمایانگر دو منشاء عمیق و کم عمق با دوره شارژ متفاوت می‌باشد. درصد و میزان شارژ منشا سطحی به ترتیب ۵۹٪ و ۶۲ mm/y و این موارد در منشا عمیق ۲-۵٪ و ۲ تا ۵ mm/y است. پیژومترهای تارمرتعش جنوبی نیز فشارهای منفذی ۱/۸۷ و ۱۱/۴۹ kg/cm<sup>2</sup> (منشاء سطحی) و ۱۸/۲۳ kg/cm<sup>2</sup> (منشاء عمیق) و پیژومترهای غربی یک سطح آب مجزا را تعیین نموده‌اند.

واژه‌های کلیدی: آزمایش فیزیکوشیمیایی، ایزوتوپ‌های پایدار و رادیوایزوتوپ، پیژومتر تارمرتعش، CMWL و GMWL.

### ۱. مقدمه

معدن سنگ آهن چادرملو بزرگترین کانسار آهن در ایران مرکزی و بخشی از ایالت متالورژیک بافق-ساغند است. پیرامون معدن چادرملو دو حوزه آبریز دره بافق و دامنه کوه دوچاهی به ترتیب در جنوب-جنوب شرق و جنوب-جنوب غرب وجود دارد. وسعت این دو حوزه به ترتیب ۵/۵ و ۹/۵ کیلومتر مربع است. با توجه به میزان بارندگی متوسط ۱۲۱/۷ میلی‌متر، متوسط حجم آب دریافتی حوزه دره بافق ۶۶۹۳۵۰ مترمکعب و حوزه دوچاهی برابر ۱۱۵۶۱۵۰ مترمکعب در سال است. متوسط آب دریافتی حوزه معدن با کسر ۹۰ درصد خروج از حوزه به صورت رواناب و تبخیر، سالانه برابر ۶۶۹۳۵ متر مکعب است که روزانه ۱۸۳/۳۸ مترمکعب از معدن زهکشی می‌شود.

با توجه به پیش‌بینی عمق معدن تا ۴۵۰ متر، تأثیرات منفی آب، بیش از پیش نمود خواهد یافت و این موضوع، لزوم مدلسازی عددی به منظور پیش‌بینی میزان آب ورودی به معدن و تبیین یک سیستم زهکشی مناسب را در پی خواهد داشت. جهت تهیه مدل سه بعدی هیدروژئولوژی پیت معادن بزرگ روباز (LOP) توسط محققین نرم‌افزارهای Modflow، MineDW پیشنهاد می‌شود تا در ادامه با توجه به خروجی این نرم‌افزارها و مقادیر پیش‌بینی شده با نرم‌افزارهای تحلیل پایداری شیب (تبادل حدی، آلمان محدود، آلمان مجزا و ..) مبادرت به بررسی پایداری و طراحی شیب‌های معدن پرداخت (Beale & Read 2015). درصد شارژ، تعیین سن، منشاء و سطوح مختلف آب و تعیین فشار آب منفذی متناظر با هر یک و تعیین مسیر آب از جمله مهمترین موارد می‌باشد. در این راستا روش‌های نوین رادیوایزوتوپ‌ها و ایزوتوپ‌های پایدار، روش‌های فیزیکوشیمیایی، آزمایش‌های برجا و در ادامه نصب پیژومترهای مختلف که براساس نتایج ایزوتوپی و فیزیکوشیمیایی طراحی شده استفاده شده است. در ادامه به اختصار مطالعات صورت گرفته معرفی می‌شوند.

الف) جهت تعیین سن، منشاء، دوره شارژ، درصد شارژ، میزان شارژ و مسیر حرکت آب سطحی و زیرزمینی برای اولین بار در ایران، معدن چادرملو از رادیوایزوتوپ تریتوم (<sup>3</sup>H) و ایزوتوپ‌های پایدار آب (<sup>18</sup>O و <sup>2</sup>H) استفاده نموده‌است. ایزوتوپ‌های پایدار و رادیوایزوتوپ‌ها ردیاب‌های طبیعی محلول در آب می‌باشند (Craig 1961, Clark 1997).

ب) آزمایش های فیزیکوشیمیایی جهت طبقه بندی انواع آب و تعیین مسیر جریان شارژ کننده با توجه به لیتولوژی های درگیر با آب استفاده شده است.

ج) پیزومترهای لوله باز (Openhole)، لوله قائم (Stand pipe) که بصورت تک نقطه ای بوده و فشار منفذی و سطح آب اندازه گیری شده تنها مربوط به عمق فیلتر می باشد. این مساله می تواند در مواردی که رژیم آب زیرزمینی شامل چند سطح ایستایی است به افزایش عدم قطعیت اطلاعات منجر شود. به همین دلیل جهت رصد نمودن سطوح آب مختلف و تعیین فشار آب منفذی متناظر برای هر یک در یک نقطه نیز از پیزومترهای چند نقطه ای تار مترعش نیز استفاده شده است (Beale & Read 2015).

## ۲. بکارگیری روش های ایزوتوپ های پایدار و رادیواکتیو در تعیین منابع آب زیرزمینی در معدن چادرملو

عناصری با عدد اتمی یکسان و عدد جرمی متفاوت را ایزوتوپ های یک عنصر گویند. در جدول (۱) مهمترین ایزوتوپ های (پایدار و رادیواکتیو) در مطالعات هیدروژئولوژی با میزان فراوانی ارائه شده است.

جدول ۱- مهمترین عناصر و ایزوتوپ ها (پایدار و رادیواکتیو) در مطالعات هیدروژئولوژی (Craig 1961, Clark 1997, IAEA 1981)

هیدروژن		اکسیژن		کربن		سولفور	
ایزوتوپ ها	فراوانی %	ایزوتوپ ها	فراوانی %	ایزوتوپ ها	فراوانی %	ایزوتوپ ها	فراوانی %
<sup>1</sup> H	۹۹/۹۸۴	<sup>16</sup> O	۹۹/۷۶۲	<sup>12</sup> C	۹۹/۸۹	<sup>32</sup> S	۹۵/۰۲
<sup>2</sup> H	۰/۰۱۵	<sup>17</sup> O	۰/۰۳۷	<sup>13</sup> C	۱/۱۱	<sup>34</sup> S	۴/۲۱
<sup>3</sup> H	≈۱۰ <sup>-۱۶</sup>	<sup>18</sup> O	۰/۱۰۰	<sup>14</sup> C	≈۱۰ <sup>-۱۰</sup>	<sup>36</sup> S	۰/۰۲

جهت تعیین سن آب های زیرزمینی با استفاده از ایزوتوپ ها چند رویکردهای وجود دارد. در رویکرد اول (مستقیم)، از توزیع غلظت رادیوایزوتوپ ها در نمونه های آب برای تعیین سن و زمان شارژ استفاده می شود. زمان اقامت یک رادیوایزوتوپ در سیستم هیدروژئولوژی به نوعی بیانگر سن شارژ مجدد آب است و از رابطه (۱) بدست می آید (Clark et al. 1997, O'Neil 1968, Clark 2015).

$$t = t_{1/2} \ln(A_0 / A_{obs}) / \ln 2$$

(1)

که  $A_0$  غلظت اولیه ایزوتوپ در آب اقیانوس ها و  $A_{obs}$  غلظت مشاهده شده در نمونه است. در جدول (۲) مهمترین رادیوایزوتوپ ها ارائه شده است.

جدول ۲- مهمترین رادیوایزوتوپ ها جهت سن سنجی آب های زیرسطحی (Clark et al. 1997, IAEA 2006 & 2012)

عنصر	<sup>85</sup> Kr	<sup>3</sup> H	<sup>32</sup> Si	<sup>39</sup> Ar	<sup>14</sup> C	<sup>36</sup> Cl
نیمه عمر (سال)	۱۰/۷	۱۲/۳	۱۰۰	۲۶۹	۵۳۰۰	۳۱۰۰۰۰
حداکثر سن تخمینی (سال)	۵۲	۶۰	۵۰۰	۱۳۵۰	۲۶۰۰۰	۱/۵ * ۱۰ <sup>۶</sup>

در رویکرد دوم (غیر مستقیم)، از تفسیر تغییرات نرخ ایزوتوپ های پایدار آب (<sup>18</sup>O و <sup>2</sup>H) نسبت به مقدار متوسط استاندارد اقیانوسی (SMOW)، سن و زمان شارژ تعیین می شود. نرخ غلظت ایزوتوپ ها عبارت است از تعداد اتم های ایزوتوپی (<sup>18</sup>O و <sup>2</sup>H) موجود در آب، به تعداد اتم های معمول (<sup>16</sup>O و <sup>1</sup>H) که توسط اسپکترومتر جرمی شمارش می شود (Aston 1919) و بصورت مقادیر انحراف مثبت و منفی از مقدار استاندارد از رابطه (۲) بدست می آید (Clark et al. 1997).

$$\delta = (Rate_{Sample} - Rate_{Standard}) / Rate_{Standard} * 1000$$

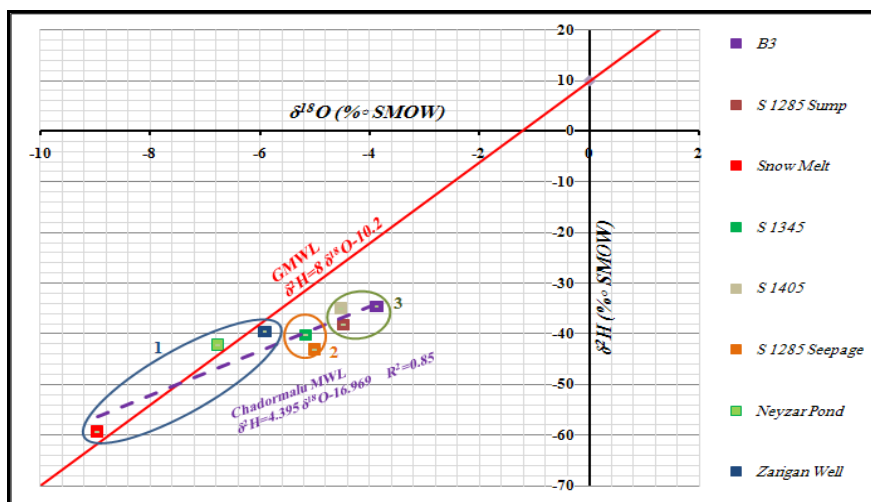
(2)

که در آن  $\delta$ ، مقدار ایزوتوپ بر حسب یک در هزار (پر میل)، Rate؛ نسبت فراوانی ایزوتوپ های سنگین به سبک <sup>2</sup>H/<sup>1</sup>H و <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O برای مقدار استاندارد (Standard) و برای نمونه (Sample) است (Craig 1961).

### ۳. نمونه‌گیری از آب‌های سطحی و عمیق

در معدن سنگ آهن چادرملو، عملیات نمونه‌گیری و انجام آزمایشات در دو مرحله به منظور بررسی عوامل محیطی و کالیبراسیون نتایج انجام شد. در مرحله اول در تاریخ ۱۳۹۲/۱۱/۱۸ تعداد ۸ نمونه از آب‌های سطحی و کم عمق تهیه شد و به آزمایشگاهی در کشور آفریقای جنوبی ارسال شد. پس از انجام آزمایش‌ها، مطابق شکل (۱) نمونه‌ها براساس نرخ ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\%$  SMOW) و ( $^2\text{H}/^1\text{H}\%$  SMOW) و فاصله از خط GMWL به سه گروه تقسیم شدند. خط GMWL با رابطه  $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} - 10.2$  که براساس میزان فاصله این داده‌ها از این خط و یا خط محلی Local-MWL (Craigie 1961, Clark 2015) می‌توان زمان شارژ مجدد، دوره بازگشت شارژ و خط تبخیر را تعیین نمود. در نتایج ارایه شده در مورد معدن چادرملو، موارد ذیل، حایز اهمیت است:

۱. نمونه‌های S1285-sump و S1345 در یک گروه (گروه ۲ در شکل (۱)) قرار گرفته‌اند که مطابق شکل (۲) نشان‌دهنده ارتباط زیرسطحی نشست‌ها و آب پیژومترها از زون انفجار و ساختارها است.
۲. عدم قرارگیری دو نمونه S1285-seepage و S1285-sump در یک گروه، تاییدی بر وجود دو منشأ متفاوت است.
۳. نمونه‌های ذوب برف و چشمه نیزار به علت رطوبت بیشتر نسبت به کل نمونه‌های جهانی و شارژ جدید بر روی خط GMWL قرار دارد. نمونه‌های زیر خط GMWL دارای رطوبت کمتر و تحت تاثیر تبخیر قرار داشته‌اند.



شکل ۱- نمودار مقادیر اکسیژن ۱۸ و دوتریوم نمونه‌های برداشت شده از پیت شمالی معدن چادرملو

با استفاده از روش دوتریوم مازاد، با استفاده از یک رابطه ساده مابین جابجایی مقادیر  $\delta$  از خط آب جوی محلی، شارژ سفره‌های زیرزمینی به خوبی تخمین زده می‌شود (Barnes & Allison 1987). برای این تحلیل نتایج متغیر بوده و از ۵۶٪ برای نمونه چاه دره زریگان تا ۳-۲٪ برای نشست‌های موجود در کف پیت را مطابق جدول ۳ در برمی‌گیرد. این مقادیر تاثیر تبخیر خیلی زیاد در تمام طول سال را نشان می‌دهد.

جدول ۳- تعیین میزان شارژ آب زیرزمینی در معدن چادرملو با استفاده از رابطه ارائه شده توسط Barnes and Allison 1987

شناسه نمونه	$^2\text{H}$ (per mil)	$^{18}\text{O}$ (per mil)	مقدار $^2\text{H}$ مطابق با رابطه GMWL	تفاوت $^2\text{H}$ از خط GMWL	مقدار شارژ (mm/y)	% شارژ
B3	-۳۴/۵۸	-۳/۸۷	-۲۰/۷۶	-۱۳/۸۲	-۲/۰۹	۱/۹۹
S1285 (Sump)	-۳۸/۱۸	-۴/۴۸	-۲۵/۶۴	-۱۲/۵۴	-۲/۵۴	۲/۴۲
S1345	-۴۰/۲۸	-۵/۱۶	-۳۱/۰۸	-۹/۲۰	-۴/۷۳	۴/۵۰
S1405	-۳۴/۹۶	-۴/۵۲	-۲۵/۹۶	-۹/۰۰	-۴/۹۴	۴/۷۰
S1285 (Seepage)	-۴۳/۰۳	-۵/۰۰	-۲۹/۸۰	-۱۳/۲۳	-۲/۲۹	۲/۱۸
Zarigan Well	-۳۹/۶۱	-۵/۹۱	-۳۷/۰۸	-۲/۵۳	-۶۲/۴۹	۵۹/۵۲

#### ۴. ایزوتوپ های رادیواکتیو (ناپایدار)

هر هیدروژن یک پروتون در هسته اش دارد. اما تعداد نوترون ها در آن تغییر می کنند (شکل (۳)). تریتیوم در هسته اش دو نوترون دارد که این سبب ناپایداری آن می شود (IAEA 2006). تریتیوم یک نیمه عمر ۱۲/۳۲ سال دارد، که این فروپاشی با سرعت ۵/۶٪ در سال اتفاق می افتد (Clark et al. 1997, Clark 2015).

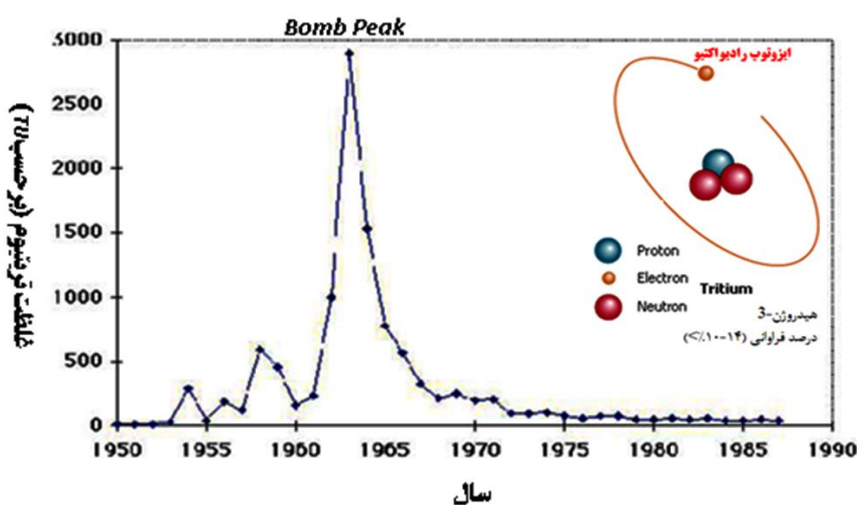
تریتیوم بوسیله هر دو منشاء طبیعی و مصنوعی تولید می شود و از طریق نزولات جوی وارد چرخه هیدرولوژی می شود. غلظت تریتیوم آب زیرزمینی منعکس کننده سطوح تریتیوم اتمسفری است که آب در گذشته با آن در تماس بوده است. بنابراین یک ردیاب و تعریف کننده فوق العاده ای برای تعیین زمان شارژ آب زیرزمینی بویژه پس از سال ۱۹۵۲ و آزمایشات هسته ای است (Clark et al. 1997, Clark 2015). جدول (۴) راهنمای کلی برای شرح کیفی تریتیوم درون آب زیرزمینی برای مناطق قاره ای را ارائه داده است.

جدول ۴- راهنمای تفسیر مقادیر تریتیوم برای مناطق قاره ای (Clark et al. 1997)

غلظت تریتیوم	توصیف سن
$< 0.8 TU$	آب نسبتاً قدیمی - شارژ شده قبل از سال ۱۹۵۰
$0.8 to \sim 4TU$	ترکیبی از آب نسبتاً قدیم و آبی که اخیراً شارژ شده
$5 to 15 TU$	آب مدرن $> 5$ تا ۱۰ سال
$15 to 30 TU$	نشان دهنده اندکی از تریتیوم مربوط به بمب هسته ای $\sim ۱۹۵۰$ تا ۱۹۶۳
$> 30 TU$	شارژ آب در فاصله سال های ۱۹۶۰ تا ۱۹۷۰
$> 50 TU$	غالباً شارژ در سال ۱۹۶۰ تا ۱۹۶۳ رخ داده (همزمان با اوج فعالیت های هسته ای)

\* واحد تریتیوم (TU) معادل با یک اتم تریتیوم در  $10^{18}$  اتم هیدروژن است.

از آغاز آزمایشات هسته ای در جو زمین در سال ۱۹۵۲، تا امضای پیمان منع آزمایشات هسته ای جوی در سال ۱۹۶۳، مطابق شکل (۲) تریتیوم تولید شده توسط بمب، منبع اصلی تریتیوم بوده است. قبل از آزمایش هسته ای، طبق طولانی ترین اطلاعات ثبت شده، مقدار تریتیوم بارش ها در اوتوا محدوداً بین ۱۰ تا ۱۵ بود (Brown 1961). اما در طول آزمایش های هسته ای در ۱۹۵۲ تا ۱۹۶۴، غلظت آن در بارش ها دچار یک پیک چند هزار تایی TU در بارش های نیمکره شمالی در سال ۱۹۶۳ شده است (Clark 2015, Brown 1961). اختلاط و همگرایی جریان های جزئی آب زیرزمینی از منشاء های شارژ متفاوت منجر به ترکیب آب با "سن های مختلط" می شود. بنابراین، در آنالیزهای تعیین سن، یک تخمین دست بالا را از سن آب زیرزمینی توسعه می دهد (Clark et al. 1997, Clark 2015).



شکل ۲- تغییرات غلظت تریتیوم در بارش های ایالت اوتوا بعنوان طولانی ترین اطلاعات ثبت شده بارش ها از سال ۱۹۵۱ (Brown 1961)

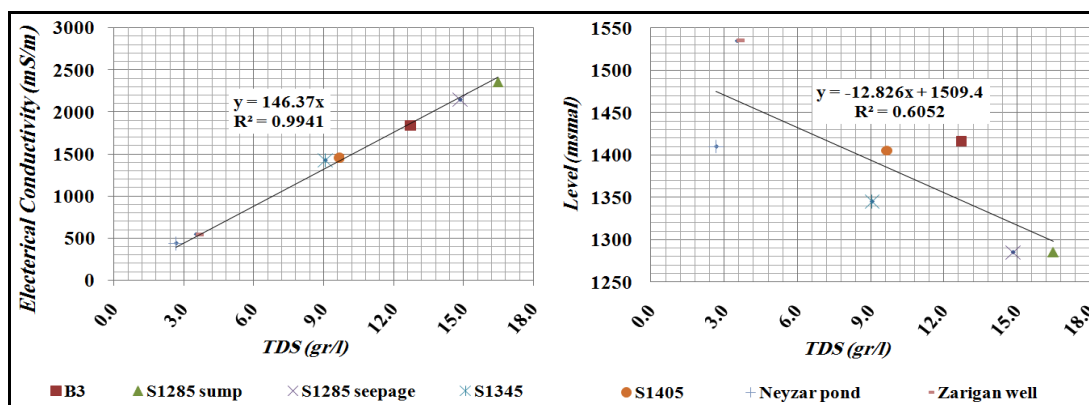
آزمایش تریتیوم ( $^3\text{H}$ ) بر روی نمونه های S1285-seepage (منشاء عمیق) و SZarigan (منشاء سطحی) انجام شد. تریتیوم برای نمونه های S1285-seepage و SZarigan به ترتیب ۰/۴ TU و ۵ تا ۱۵ TU می باشد. این اختلاف، مویده قدمت بالای نمونه کف پیت (S1285-seepage) نسبت به سایر نمونه هاست. سن و زمان شارژ مجدد آن به قبل از سال ۱۹۵۰ می رسد که جهت تعیین سن دقیق آن می بایست از ایزوتوپ های رادیواکتیو با نیمه عمر بالاتر مطابق جدول (۲) استفاده نمود.

این نتایج بیانگر مسیر جریان آب طولانی تر برای سفره های زیرزمینی عمیق با شارژ اندک در مقایسه با سفره آب زیرزمینی موجود در تالوس های کم عمق است.

## ۵. آزمایش های فیزیکوشیمیایی

در زمان نمونه گیری اطلاعات pH، هدایت الکتریکی (EC)، مقادیر کل مواد جامد محلول (TDS) و دمای نمونه ها اندازه گیری شد که تفسیر این داده ها نتایج متناسبی را ارائه نمود.

۱. نشت شمالی کف پیت (S1285-seepage) با دمای بالای  $20^{\circ}\text{C}$  (دمای محیط  $2^{\circ}\text{C}$  در زمستان)، هدایت الکتریکی بسیار بالا  $2000\text{ mS/m}$  و  $16000\text{ mg/L}$  TDS بیش از  $16000\text{ mg/L}$  دارای منشاء متفاوت و عمیق است.
۲. رابطه مناسب TDS (شکل ۳) با عمق نمونه و میزان هدایت الکتریکی، نشان دهنده ارتباط زیرسطحی بین آب گمانه های کم عمق و نشت های سطحی است که با افزایش عمق مقدار TDS افزایش می یابد.
۳. مقادیر TDS و EC از بالادست (حوزه آبخیز) به سمت پایین دست افزایش می یابد و معرف مسیر طی آب است.
۴. وجود یک سفره کم عمق در جنوب شرق که جریان آن تابع توپوگرافی سنگ بستر، ساختارها و زون انفجار است و دارای اسیدپته ۷ تا ۸ هدایت الکتریکی کم ( $500\text{ mS/m}$ )، مقدار TDS  $3500\text{ mg/L}$  و دمای  $10^{\circ}\text{C}$  می باشد.



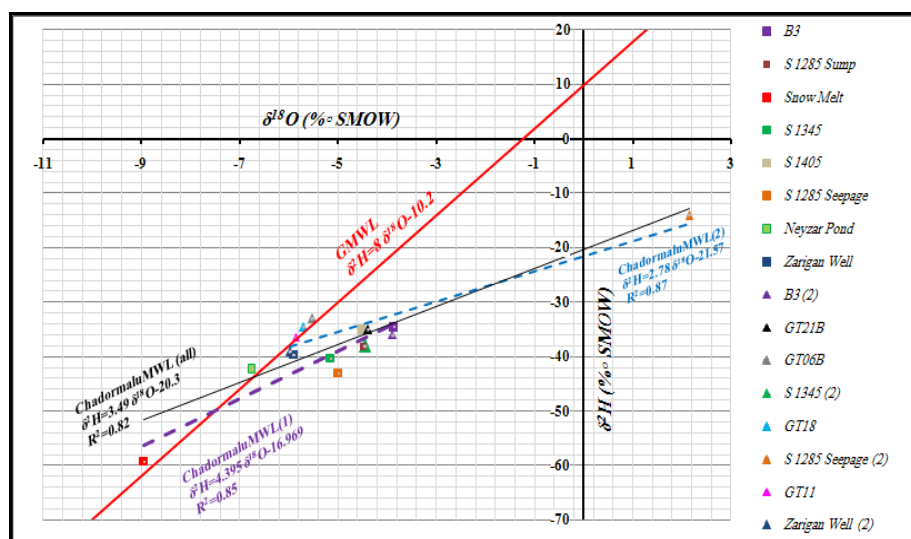
شکل ۳- تغییرات مقادیر TDS با ارتفاع محل نمونه گیری و TDS با مقادیر EC در نمونه های آب معدن چادرملو

## ۶. مرحله دوم نمونه گیری

تحقیقات گسترده بر روی چندین هزار نمونه در نقاط مختلف جهان نشان داد که مطابق شکل (۴) عوامل موثر متعددی در تغییر درصد هر یک از ایزوتوپ ها نسبت به آب اقیانوس ها وجود دارد که مهمترین آنها عبارتند از:

۱. مقادیر ایزوتوپ ها با تغییرات فصل و افزایش دما افزایش می یابد (Clark et al. 1997, IAEA 1981 & 2012).
۲. درصد ایزوتوپ ها با افزایش عرض جغرافیایی افزایش می یابد به طوری که به ازای هر ۱۰۰ کیلومتر، ۰/۱ تا ۰/۱٪ ایزوتوپ  $^{18}\text{O}$  و ۶ تا ۴۵٪ ایزوتوپ دوتریوم  $^2\text{H}$  افزایش می یابد (IAEA 1981, Dansgaard 1954, Rozanski 1982).
۳. تغییرات در ایزوتوپ  $^2\text{H}$  و  $^{18}\text{O}$  با افزایش فاصله از ساحل یا اقیانوس بیشتر می شود (IAEA 1981, Rozanski et al. 1993).
۴. با افزایش ارتفاع، میزان ایزوتوپ ها افزایش می یابد، به طوری که به ازای هر ۱۰۰ متر ۰/۱ تا ۰/۵٪ ایزوتوپ  $^{18}\text{O}$  و ۱ تا ۴٪ ایزوتوپ  $^2\text{H}$  افزایش می یابد (IAEA 1981, O'Neil 1968, Dansgaard 1964).

۵. مقادیری که دقیقاً بر روی خط GMWL می افتد منشاء اتمسفری (جوی) دارند و به لحاظ ایزوتوپ های سنگین تهی تراند (Craigie 1961, IAEA 1981, Dansgaard 1964).
  ۶. غلظت ایزوتوپ ها در یک نقطه ثابت با گذشت زمان در اثر فعل و انفعال بین سنگ و آب، واکنش های شیمیایی ( $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2S$ ،  $CO_2$ ، Silicate Hydration)، تبخیر و چگالش تغییر می کند، بطور مثال در واکنش با سنگ های آهنی غلظت  $\delta^{18}O$  افزایش می یابد (Clark et al. 1997, IAEA 1981, Gat 1971).
  ۷. آب اقیانوس ها مستقیماً با آب تازه ناشی از نزولات در ارتباطند بنابراین دارای تغییرات ایزوتوپی ناچیز و ثابت فرض می شوند (Dansgaard 1964, Rozanski 1982).
  ۸. با توجه به TDS بالای نمونه ها و افزایش آن با عمق (شکل ۳) تغییرات ایزوتوپیکی ناشی از فرآیند شوری زایی را بویژه در ماه های گرم خواهیم داشت. بطوریکه شوری زایی بر روی فرآیندهای جانمایی  $^{18}O$  و  $^2H$  با رس ها و هیدروکربن ها اثر می گذارد (IAEA 1981).
- به منظور بررسی تاثیر عوامل فوق، اطمینان از صحت نتایج و نمونه گیری از سایر نقاط معدن در تاریخ ۱۳۹۳/۰۷/۱۵ تعداد ۴ نمونه از منابع مشابه مرحله اول و ۴ نمونه نیز از مکان های جدید تهیه شد.



شکل ۴- نمودار مقادیر اکسیژن ۱۸ و دوتریوم تمامی نمونه های برداشت شده از معدن چادرملو

۱. نمونه عمیق GT21B نسبت به سایر نمونه های عمیق رفتار غیر عادی دارد. ایزوتوپ  $^2H$  یکسان و ایزوتوپ  $^{18}O$  افزایش یافته که دلیل آن تبخیر بالای منشاء و فعل و انفعالات بین سنگ و آب و استفاده از بنتونیت در حفاری آن بوده است.
۲. مطابق شکل (۵) نمونه های سطحی بر روی خط تبخیر هستند و از خط GMWL منحرف شده اند. تغییر در نمونه (2) seepage-S1285 بالا می باشد که نتیجه عدم شارژ محل و تبخیر بالای این نمونه نسبت به زمستان می باشد.
۳. نمونه های اخذ شده از مناطق کم عمق چاه زریگان و چشمه نیزار در هر دو مرحله دارای مقادیر  $^{18}O$  و  $^2H$  یکسان و نزدیک به خط GMWL هستند که نشان دهنده شارژ جدید و عدم تاثیر تبخیر منشاء است.
۴. نمونه B3 برخلاف نمونه های کم عمق، چشمه نیزار و چاه زریگان دارای TDS و ایزوتوپ  $^{18}O$  بالاتری است. با توجه مقدار نسبتاً یکسان  $^2H$  در این سه نمونه، علت می تواند فعل و انفعالات سنگ و آب در نمونه B3 و یا فرآیند جایگزینی ( $CO_2$ -Exchanged) در نمونه های چشمه نیزار و چاه زریگان باشد.
۵. مقادیر ایزوتوپ ها (پایدار و ناپایدار) با افزایش عمق افزایش می یابد و برهم خوردن این نسبت نشان دهنده شارژ مختلف با درصدها و مقادیر شارژ متفاوت است.
۶. خط آب جوی محلی برای چادرملو با رابطه  $\delta^{18}O = 3.49\delta^2H - 20.3$  بدست آمده است.



## ۷. جانمایی و طراحی پیزومترهای تار مرتعش چند نقطه‌ای براساس اطلاعات روش ایزوتوپیک

یکی از ابزارهای اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی پیزومترهای تار مرتعش بوده که آب از طریق فیلتر انتهای آن وارد شده و به دیافراگم آن فشار وارد می‌کند. دیافراگم از پشت به یک تار تحت کشش متصل است که با تغییر فشار آب، کشش تار و فرکانس ارسالی آن تغییر می‌یابد و می‌توان با توجه به

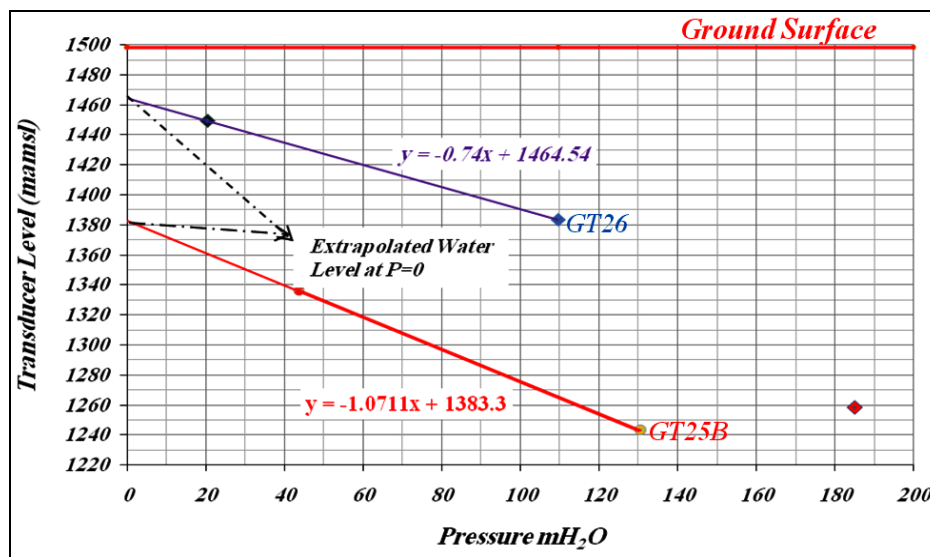
فرکانس ارسالی، میزان فشار وارده را مشخص نمود.

یکی از قابلیت‌های مهم این پیزومترها قابلیت اندازه‌گیری فشار آب منفذی برای چند سطح مختلف آب در یک موقعیت می‌باشد که برای رژیم آب زیرزمینی در سنگ با سیستم درزه‌داری مختلف و شامل چند سطح ایستایی مناسب می‌باشد (Beale & Read 2015)، به همین دلیل دو پیزومتر به صورت ۳ و ۲ نقطه‌ای در مسیر دو حوضه آبریز اصلی معدن (دوچاهی و دره بافی) طراحی و اجرا شده است. هر دو سنسور پیزومتر GT25 سطح آب معادل فشار منفذی را به ترتیب در افق‌های ۱۳۷۴/۰۰ و ۱۳۸۰/۱۷ متری نشان می‌دهند.

تراز آب معادل از قرائت‌های دو پیزومتر گمانه GT25B برابر با ۱۳۸۲/۸ متر می‌باشد. برای پیزومتر تار مرتعش GT26 که سه نقطه‌ای است سنسورها سطح آب معادل فشار منفذی را به ترتیب در افق‌های ۱۴۴۳/۳۷، ۱۴۹۳/۰۲ و ۱۴۶۹/۸۶ متری نشان می‌دهند. اما با توجه به اختلاف بالای فشار منفذی نشان داده شده توسط هر سنسور نمی‌توان خط واحدی همانند پیزومتر GT25B برازش نمود.

با توجه به نتایج آزمایش‌های فیزیکی شیمیایی و ایزوتوپ‌های پایدار، وجود دو منشأ سطحی و عمیق در پیت شمالی محرز شده است. از سوی دیگر نتایج پیزومترهای لوله قائم نصب شده در مجاور پیزومتر تار مرتعش GT26 سطح آب ناشی از منشأ سطحی را در عمق ۲۰ تا ۳۰ متر نشان می‌دهند. نتایج ایزوتوپیک و پیزومترهای لوله قائم بیانگر مونیتورینگ هر دو منشأ سطحی و عمیق در این گمانه توسط سه سنسور تار مرتعش می‌باشد.

نتایج بدست آمده از سنسور کد P1 (240 m)، فشار منفذی بالایی را نشان می‌دهد و دو سنسور P2 (115 m) و P3 (49 m) بیانگر فشار ناشی از منشأ سطحی است. بنابراین مقدار عرض از مبدا خط برازش شده بر روی نقاط P2 و P3، تراز آب منشأ سطحی و سنسور P1 تراز آب معادل برای منشأ عمیق را نشان می‌دهد (شکل ۵).



شکل ۵- تراز آب معادل از قرائت‌های دو پیزومتر گمانه GT26

## ۸. نتیجه‌گیری

۱. نتایج حاصل از آزمایش ایزوتوپ‌ها نشان‌دهنده وجود دو منشأ، یکی سطحی در عمق کمتر از ۱۵ متر با سن ۵ تا ۱۰ سال، نرخ شارژ ۶۲ mm/y و درصد شارژ بالای ۵۹٪ و دیگری منشأ عمیق با سن بیش از ۵۰ سال، درصد شارژ ۲ تا ۵٪ و نرخ شارژ حداکثر ۵ mm/y می‌باشد.

۲. مطابق با دو مرحله نمونه گیری در فصول زمستان و تابستان به خوبی تغییرات غلظت ایزوتوپ ها تحت تاثیر عوامل دما، مکان و فعل و انفعالات شیمیایی قابل مشاهده است.
۳. به کمک نتایج ایزوتوپیک و فیزیکوشیمیایی محل نصب پیژومترهای تارمترش چند نقطه ای در غرب پیت (حوضه دو چاهی) و جنوب (حوضه بافق) به خوبی تعیین و نتایج مورد انتظار اخذ شد.
۴. جهت رصد نمودن سطوح آب مختلف و تعیین فشار آب منفذی متناظر در یک نقطه استفاده از پیژومترهای چند نقطه ای تارمترش بسیار کارآمد می باشد. زیرا با افزایش عمق زیر سطح ایستایی فشار آب با نسبت معین و یکسانی افزایش می یابد و هرگونه انحراف واضح و بزرگ نشان دهنده آب محصور یا سطح آب متفاوت است.
۵. پس از تحلیل نتایج سطح آب متناظر با فشار منفذی برای غرب معدن (حوضه دوچاهی) ۱۳۸۲/۸ متر و برای جنوب شرق معدن (حوضه دره بافق) ۱۴۶۴/۵۴ و ۱۴۴۳ متر به ترتیب برای منشاء سطحی و منشاء عمیق می باشد.
۶. خط آب جوی محلی برای چادرمولو با رابطه  $\delta^2\text{H}=3.49\delta^{18}\text{O}-20.3$  بدست آمده است.
۷. نتایج حاصل از بررسی های میدانی (بررسی ساختارها، محل نشست ها، زون انفجار) هم خوانی مناسبی دارد و موید این حقیقت است که بیش از ۷۰٪ نشست های معدن دارای یک منشاء هستند و زون انفجار، ترک ها و دسته درزه ها علت اصلی تعدد نشست ها و توزیع مکانی آنها است.
۸. این نتایج ما را در تنظیم و ارایه یک برنامه مدیریت آب های سطحی (Water Surface Management Program) و زیرزمینی، طراحی سیستم زهکشی درون پیت و بیرون پیت و تجهیز سیستم زهکشی یاری خواهد کرد.

#### ۹. تقدیر و تشکر

در خاتمه از مدیریت محترم معدن سنگ آهن چادرمولو جناب آقای مهندس ابریشمی، مدیریت محترم شرکت کانی کاوان شرق و تمامی همکارانم کمال تشکر را دارم.

#### ۱۰. مراجع

- Beale, G., Read, J., Guidelines for evaluating water in pit slope stability-CRC Press, Published exclusively in Australia and New Zealand by *CSIRO Publishing*, 40 p, 2014.
- Craige, H., Standard for reporting concentrations of  $^2\text{H}$  and  $^{18}\text{O}$  in natural waters. *Science* 133, 1833 p, 1961.
- Clark, I.D., and Fritz, P., Environmental isotopes in hydrogeology, *Lewis Publishers*, 328 p, 1997.
- IAEA., International Atomic Energy Agency, Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle, *Technical Reports Series No. 210, Chapter 10*, pp. 227-248, 1981.
- O'Neil, J.R., Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. *Journal of Physical Chemistry, Vol. 72*, pp. 3683-3684, 1968.
- Clark, I.D., Groundwater geochemistry and Isotopes. *CRC Press, Taylor & Francis Group*, Boca Raton, Florida, 328 p, 2015.
- IAEA, Statistical treatment of isotope data in precipitation. *International Atomic Energy Agency*, 2006.
- IAEA/WMO., Global network of isotopes in precipitation. The GNIP Database, [www.naweb.iaea.org](http://www.naweb.iaea.org), 2012.
- Aston, F.W., A positive ray spectrograph, *Philos. Mag* 38, 707 p, 1919.
- Barnes, C.J., Allison, G.B., Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen., *Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, Journal of Hydrology*, 100, pp. 143-176, 1987.
- Brown, R., Hydrology of tritium in the Ottawa Valley. *Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 21*, pp. 199-216, 1961.





- Gat, J.R., Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigations, *Water Resource. Res.* 7, 980 p, 1971.
- Dansgaard, W., The  $O^{18}$  abundance in fresh water. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 6, pp. 60-241, 1954.
- Dansgaard, W., Stable isotopes in precipitation, *Tellus* 16, pp. 436-468, 1964.
- Rozanski, K., Sonntag, C. Munnich, K.O., Factors controlling stable isotope composition of modern European precipitation, *Tellus* 34, pp. 142-150, 1982.
- Rozanski, K., Araguas, L., Gonfiantini, R., Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Climate change in continental isotopic records, Am. Geophys. Union, Geophysical Monograph 78, pp. 1-36, 1993.