

## بازسازی اقلیم دیرینه با استفاده از ایزوتوپهای محیطی ( $^{14}\text{C}$ , $^{13}\text{C}$ , $^2\text{H}$ , $^{18}\text{O}$ ) شاخصی در

### تعیین منابع آبی فسیلی

علی میرعربی<sup>۱</sup>، حسین محمدزاده<sup>۲</sup>، حمیدرضا ناصری<sup>۳</sup>

۱- کارشناس منابع آب، شرکت مدیریت منابع آب ایران

۲- دانشیار دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد

۳- دانشیار دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی

Alimirab60@gmail.com

### خلاصه

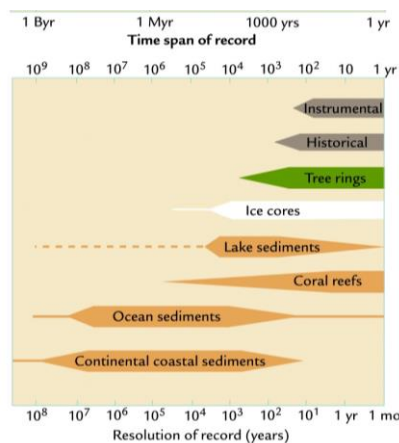
بررسی تغییرات آب و هوایی تعیین وجود و شدت دوره های مرطوب (پربارش) و خشک در دوران کواترنری یکی از شواهد مهم جهت شناسایی منابع آب فسیلی می باشد. قدرتمندترین ابزار برای مطالعات محیطی و تغییرات اقلیمی در عصرهای گذشته مطالعات تغییرات ایزوتوپ های محیطی ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) می باشد. بیشترین مطالعات ایزوتوپی متوجه کربن ( $\text{C}^{12}/\text{C}^{13}$ ) اکسیژن ( $\text{O}^{16}/\text{O}^{18}$ ) و هیدروژن ( $\text{H}/\text{H}^2$ ) است که آثاری را در مواد آلی (گیاهان و جانوران)، ترکیبات غیر آلی (آب، خاک، سنگها، فسیل...) و آبهای زیرزمینی بر جای میگذارند. در این مقاله سعی شده است با بررسی و ارزیابی ایزوتوپ های پایدار در سه محیط مختلف شامل آب زیرزمینی، رسوبات دریاچه ای و یخچال ها به دستیابی شرایط آب و هوایی دوران کواترنری و تعیین دوره های زمانی احتمال تشکیل آبهای فسیلی اقدام گردد. بررسی ها حاکی از آن است که استفاده از ایزوتوپهای موجود در سیستم آب زیرزمینی الگوی بارندگی و شرایط آب و هوایی گذشته را با دقت بالاتری نشان می دهد.

کلمات کلیدی: اقلیم دیرینه، ایزوتوپ محیطی، آب فسیلی، رسوبات دریاچه ای، رسوبات یخچالی

### ۱. مقدمه

منابع آب فسیلی، منابع آبی قدیمی یا خیلی قدیمی هستند که سنی بیش از چندین هزار سال را دارند و یک منبع آب زیرزمینی بسیار مهم تلقی می شوند. از مکانیسم های تشکیل آبهای فسیلی، محبوس شدن در بین لایه ها و منافذ سنگ ها و رسوبات می باشد که اصطلاحاً به آنها آبهای فسیلی محبوس (connate water) گفته می شود. مهمترین روش جهت تشخیص محل هایی که پتانسیل وجود تشکیل را دارند، بازسازی و شناسایی دوره های مرطوب (پربارش) و خشک در منطقه می باشد. امکان بازسازی و شناسایی دوره های مرطوب و خشک در رسوبات آواری و کربناته و متعاقباً زون های آبدار قدیمه در گستره زمانی از طریق مطالعات اقلیم دیرینه صورت می گیرد. بطور کلی می توان گفت که تغییرات اقلیمی در زمان های مختلف زمین شناسی سبب تشکیل دوره های مرطوب و خشک شده و در نتیجه سبب تشکیل آب ژرف محبوس در رسوبات از جمله آواری و کربناته می گردد. از این رو بدلیل تاثیر پذیری مستقیم تشکیل آبهای ژرف از تغییرات اقلیمی کواترنری و ماقبل، ضرورت دارد مطالعات اقلیم دیرینه در کنار مطالعات زمین شناسی و هیدروژئولوژی به درستی انجام پذیرد. با توجه به بازه زمانی مدنظر در بازسازی شرایط اقلیمی گذشته، راه های مختلفی برای شناسایی و تغییرات اقلیم گذشته وجود دارد (شکل ۱). برای بازسازی شرایط اقلیمی تا حداکثر هزار سال از دوایر تنه درختان استفاده کرد و با مطالعه مغزه های یخچالی، رسوبات دریاچه ای، ریف های مرجانی می توان تا دوره هولوسن را بازسازی اقلیمی نمود. از طریق رسوبات دریایی و اقیانوسی، بازسازی بازه های زمانی بسیار وسیع و نیز تغییرات ناگهانی اقلیمی قابل انجام است [13]. بطور کلی بخش وسیعی از مطالعه نوسانات و تغییرات اقلیم گذشته بر پایه داده های نوین بدست آمده از شواهد زمین شناسی به ویژه مطالعه رسوبات کف اقیانوس ها، مطالعات ایزوتوپی، بررسی مغزه های یخی، مطالعه گرده های گیاهان و بررسی های ژئوشیمیایی است.

جهت بازسازی شرایط اقلیمی دوران کواترنری روش های مختلفی از جمله لس ها [3]، دیرینه مغناطیس [1] و ترکیبات ایزوتوپی امکان پذیر است. با توجه به تاثیرپذیری مستقیم مقادیر ترکیب ایزوتوپ های محیطی از شرایط اقلیمی، استفاده از ایزوتوپ های محیطی در بازسازی اقلیمی گذشته و تشخیص دوره های گرم، خشک، سرد و مرطوب یک روش بسیار دقیق محسوب می گردد. مطالعات ایزوتوپی فراوانی به منظور تشخیص محل های احتمالی وجود آب فسیلی با تعیین دوره های پربارش و خشک در دوران کواترنری انجام در سطح دنیا شده است. ابل و هولزمن (۲۰۰۰) از طریق بررسی های ایزوتوپی بر روی نرم تنان سکناس های رسوبی دوران کواترنری توانستند دوره های مرطوب و پربارش دوران کواترنری را تشخیص داده و بر این اساس، موفق به شناسایی منابع آب فسیلی در منطقه شمالغرب سودان شدند. زواری و همکاران (۲۰۰۲) به بررسی های ایزوتوپی رسوبات رودخانه ای در نه منطقه از حوضه مکناسی در مرکز تونس از جمله صحرای لبن و بن سلان پرداخته و دوره های مرطوب در دوران هولوسن را تشخیص دادند. مقیمی و همکاران (۱۳۸۹) از طریق آنالیز و مطالعه ایزوتوپ اکسیژن به بررسی دیرینه اقلیم در دریاچه دشت ارژن فارس پرداختند و سیستم هیدرولوژیکی و آب و هوایی دریاچه را در دوره کواترنری را بازسازی نمودند. این مقاله با هدف بیان نحوه استفاده از ایزوتوپ های محیطی ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) در مطالعات دیرینه اقلیم در سه محیط مختلف از جمله آب زیرزمینی، رسوبات دریاچه ای و یخچال ها جهت دست یابی به اطلاعات ارزشمند اقلیمی گذشته و تعیین محل های احتمالی آب های فسیلی محبوس ارائه می گردد.



شکل ۱) روش های مختلف بازسازی اقلیم گذشته در بازه های زمانی مختلف [12]

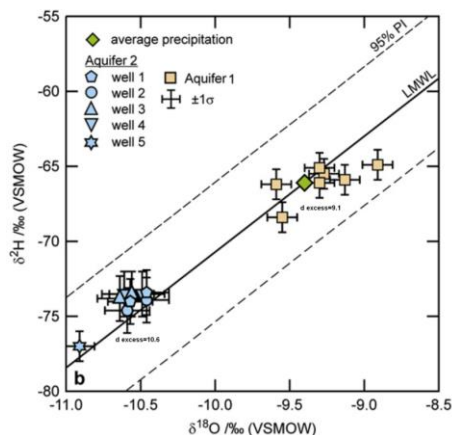
## ۲. بازسازی شرایط اقلیمی با ترکیبات ایزوتوپی آب های زیرزمینی

ایزوتوپ های پایدار آب های فسیلی ( $^{18}\text{O}$  و دوتریم) قادر هستند شرایط جوی زمان تشکیل خود را نشان دهند. بنابراین این ایزوتوپ ها می توانند در جهت آشکارسازی سن، منشأ و شرایط تشکیل آب های زیرزمینی بسیار مفید واقع شوند. ترکیب ایزوتوپی کربن ۱۳ اطلاعات مفیدی مربوط به اندرکنش بین ماتریکس و آب زیرزمینی و نوع گیاهان رشد یافته در زمان تشکیل آبخوان ارائه می کند [13]. از منابع آب های زیرزمینی عمیق یا آبخوان های تحت فشار که تغذیه مستقیم از نزولات جوی نداشته یا بسیار کم دارند، بدلیل زمان ماندگاری زیاد می تواند جهت بازسازی شرایط اقلیمی گذشته استفاده - گردد [8]. بدین منظور، نمونه برداری ایزوتوپی بایستی از عمق های مختلف (در آبخوان های تک لایه و عمیق) و از لایه های آبدار مختلف (در آبخوان های چند لایه) انجام گیرد.

علاوه بر استفاده از مقادیر ایزوتوپ های پایدار، جهت تکمیل اطلاعات از جمله سن مطلق آب زیرزمینی و اندرکنش بین آب سطحی و زیرزمینی از رادیو ایزوتوپ ها مثل کربن ۱۴ (با نیمه عمر ۵۷۳۰ سال) و تریتیوم (با نیمه عمر ۲.۵ سال) استفاده می گردد [13]. تعیین سن با کربن ۱۴ از طریق میزان کربن غیر آلی محلول (DIC) انجام می گردد. البته باید توجه داشت که تعیین سن مطلق از طریق کربن ۱۴ باید با دقت بالا و بر اساس مدل های مختلف تعیین سن مثل فونتز و گارنیر [6] تصحیح گردند. با توجه به وجود فرآیندهای مختلف شیمیایی در آب زیرزمینی، میزان اولیه DIC می تواند دچار تغییرات زیاد با گذشت زمان گردد. از این رو، معمولاً در مطالعات سن یابی با استفاده از کربن معمولاً فرض می شود که تغییر غلظت و ایزوتوپ کربن ۱۴ DIC از

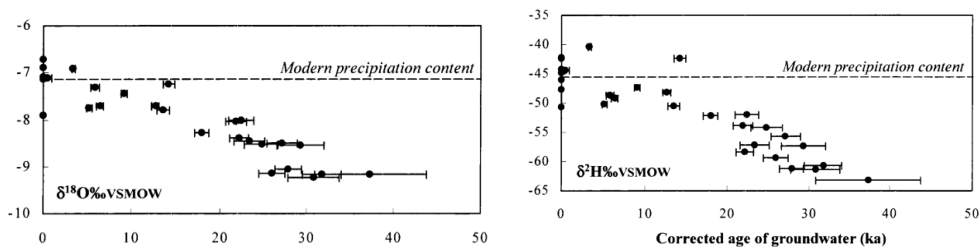
مسیر تغذیه تاتخلیه و در محیط آبخوان رخ نداده و کربن مرده نیز به سیستم اضافه نشده و کاهش کربن ۱۴ صرفاً مربوط به نیمه عمر کربن می باشد. از روی مقدار کربن ۱۳ می توان به شرایط رشد و نوع گیاهان در زمان تشکیل پی برد. غنی بودن مقدار کربن ۱۳ ناشی از گیاهان C4 (C4) نشان دهنده شرایط آب و هوایی گرم و خشک (و تهی بودن کربن ۱۳ انعکاس دهنده منشا کربن غیر آلی (بر اثر وجود دی اکسید کربن از گیاهان در الگوی رشد C3- آب و هوای مرطوب) می باشد.

ایزوتوپ های آب ( $^2\text{H}$  و  $^{18}\text{O}$ ) با میزان دمای سطحی هوا رابطه بسیار قوی دارند. بدین معنا که با کاهش دمای سطحی هوا در زمان تشکیل مقادیر ایزوتوپی آب کاهش می یابد (آب سبک می باشد) و با افزایش درجه حرارت آب سنگین تر تشکیل می گردد. با تهیه و ترسیم خط متوریک محلی (LWML) و قرار دادن نمونه های منابع آب زیرزمینی بر روی آن می توان آبخوان های یک منطقه را به لحاظ شرایط تشکیل و مدت زمان ماندگاری آب در آن ها با هم مقایسه نمود. مثلاً در شکل ۲ می توان دریافت که میزان تغذیه و زمان تشکیل دو آبخوان در منطقه مورد مطالعه بسیار متفاوت می باشد بطوری که ترکیب ایزوتوپی آبخوان شماره یک با متوسط ترکیب ایزوتوپی باران منطقه مشابه می باشد به همین دلیل می توان گفت که شرایط تشکیل این آبخوان شرایط آب و هوایی حال حاضر بوده است. ترکیب ایزوتوپی آبخوان شماره دو با متوسط ترکیب ایزوتوپی باران و ترکیب ایزوتوپی آبخوان شماره یک تفاوت دارد. با توجه به سبک بودن ترکیبات ایزوتوپی در آبخوان شماره دو، شرایط اقلیمی در زمان تشکیل آبخوان بسیار سردتر از عهد حاضر بوده است. از طرفی میانگین ترکیب ایزوتوپی این آبخوان کمی بالاتر از خط LWML و آبخوان شماره یک می باشد، یعنی مقدار دوتریم اضافه در آن کمی بیشتر از آبخوان شماره یک و بارندگی منطقه است. این بیانگر این است که میزان رطوبت کمتر در زمان تشکیل نسبت به زمان حاضر می باشد که می توان گفت آبخوان شماره دو در شرایط آب و هوایی سرد و کمی خشک تر از عهد حاضر تشکیل شده است. با توجه به این که مقدار متوسط دوتریم اضافه هر دو آبخوان و باران نزدیک ۱۰‰ می باشد بنابراین منشا باران از اقیانوس اطلس می باشد. بطور کلی با بالا بودن مقدار دوتریم اضافه در هر دو آبخوان (۹.۱‰ و ۱۰.۶‰) می توان گفت که میزان رطوبت نسبی در منطقه بسیار پایین است و شرایط غیر تعادلی ایزوتوپی در محل منشا باران وجود دارد.



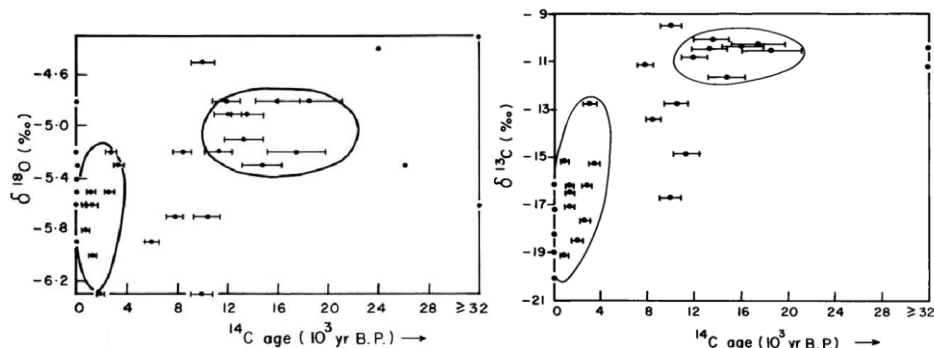
شکل ۲) تغییرات مقادیر ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و دوتریم در دو آبخوان شماره یک (آزاد) و آبخوان شماره دو (تحت فشار) [14]

با ترسیم مقادیر ایزوتوپ پایدار بر روی بازه های زمانی بدست آمده از طریق سن یابی کربن ۱۴ می توان به اطلاعات با ارزشی از شرایط دیرینه اقلیم و مدت زمان ماندگاری آب در سیستم پی برد. با توجه به نمودار زیر می توان دریافت که ۱۵ تا ۳۵ هزار سال ترکیب ایزوتوپی آب بسیار سبک بوده است و این بیانگر وجود شرایط آب و هوایی بسیار سرد در زمان تشکیل آب بوده است.



شکل ۳) سن یابی نمونه‌های ایزوتوپی از طریق کربن ۱۴ و بررسی تغییرات ایزوتوپی  $\delta^{18}O$  و  $\delta^2H$  آن‌ها در مناطق حاره‌ای جنوب هند [7]

باید توجه داشت که رابطه ترکیب ایزوتوپی با میزان دمای سطحی هوا همیشه همبستگی ندارد. در آب و هوای حاره‌ای دمای سطحی هوا همیشه نمی‌تواند بیان‌کننده مقدار ایزوتوپی باران باشد. بطور مثال تغییرات فصلی  $\delta^{18}O$  در باران‌های هنگ کنگ از طریق شرایط حاره‌ای کنترل می‌شود و یک رابطه‌ای غیر همبستگی با دما دارد [6]. شکل ۳ مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در منابع آب زیرزمینی در مناطق حاره‌ای جنوب هند براساس تعیین سن کربن ۱۴ را نشان می‌دهد. با توجه به سبک تر بودن مقادیر ایزوتوپی در آب‌های قدیمی نسبت به آب‌های جدید، به اشتباه تفسیر می‌شود که در دوره‌های ۱۲ تا ۲۰ هزار سال پیش شرایط آب و هوایی سرد تر و مرطوب تر از آب و هوای عهد حاضر می‌باشد. اما با مطالعه و بررسی ترکیب ایزوتوپی  $\delta^{13}C$  مشخص می‌گردد که شرایط آب و هوایی گذشته بسیار گرم و خشک بوده است نه سرد و مرطوب (شکل ۴). کاهش  $\delta^{13}C$  در دوره‌های عهد حاضر ناشی از رشد گیاهان  $C_3$  و افزایش  $CO_2$  می‌باشد که در شرایط آب و هوایی مرطوب تشکیل شده است. بالا بودن مقدار  $\delta^{13}C$  در حدود ۱۶ هزار سال پیش نیز در اثر رشد گیاهان نوع  $C_4$  بوده است که در شرایط اقلیمی گرم و خشک رشد می‌کنند.



شکل ۴) تغییرات  $\delta^{18}O$  و  $\delta^{13}C$  در آب و هوای حاره‌ای جنوب هند [6]

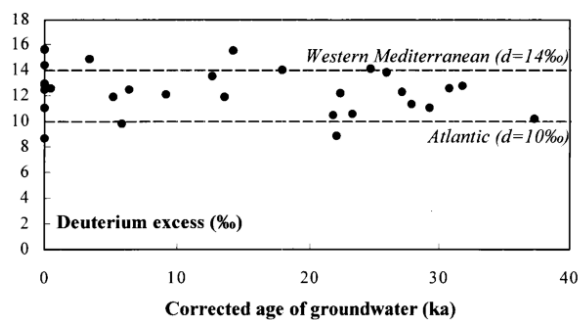
دوتریم اضافه (d) نیز یکی از پارامترهای مهم در تعیین شرایط آب و هوایی محل تشکیل باران (توده رطوبت) می‌باشد. علت ایجاد دوتریم اضافه مربوط به وجود شرایط غیر تعادلی ایزوتوپی در زمان تشکیل باران می‌باشد [7]. این شرایط غیر تعادلی باعث اختلاف بین میزان جدایش ایزوتوپی ۲۰ اکسیژن ۱۸ و دوتریم می‌گردد. از عوامل موثر بر شرایط غیر تعادلی می‌توان به تبخیر، میزان رطوبت نسبی، سرعت باد، دمای سطحی در محل تشکیل توده رطوبت و همچنین تبخیر مجدد قطره باران در زمان بارندگی اشاره کرد. با محاسبه میزان دوتریم اضافه (رابطه ۱) نیز می‌توان به الگوی بارش و منبع تولید باران از زمان تشکیل آبخوان تاکنون پی برد. بطور کلی هرچه میزان رطوبت نسبی در منطقه منشا باران کمتر باشد میزان دوتریم اضافه در ریزش‌های جوی بیشتر و هر چه میزان رطوبت بیشتر باشد میزان دوتریم اضافه کمتر خواهد بود [11].

$$d \text{ excess} = \delta D - 8\delta^{18}O$$

رابطه ۱)

<sup>20</sup> fractionation

از دوتریم اضافه می‌توان به اطلاعاتی با ارزشی از جمله محل منشأ باران (توده رطوبت)، شرایط آب و هوایی (رطوبت نسبی، دما و تبخیر)، الگوی بارندگی دست پیدا نمود. بطور نمونه بارندگی هاییکه از منطقه غرب مدیترانه منشأ می‌گیرند میزان دوتریم اضافه آن‌ها حدود ۱۴‰ و باران‌هایی که از اقیانوس اطلس تشکیل می‌گردند دارای ۱۰‰ می‌باشند. شکل ۵ نشان می‌دهد که الگوی بارندگی و شرایط رطوبت نسبی در منطقه از ۴۰ هزار سال پیش (دوره یخچالی و میان یخچالی) تا کنون پایدار بوده و تغییری نکرده است و بارندگی‌های منطقه تحت تاثیر توده هوایی مدیترانه و اقیانوس اطلس می‌باشد.



شکل ۵) تغییرات دوتریم اضافه در طی ۴۰ هزار سال در منطقه غرب مدیترانه [7]

### ۳. ترکیبات ایزوتوپی در رسوبات دریاچه ای:

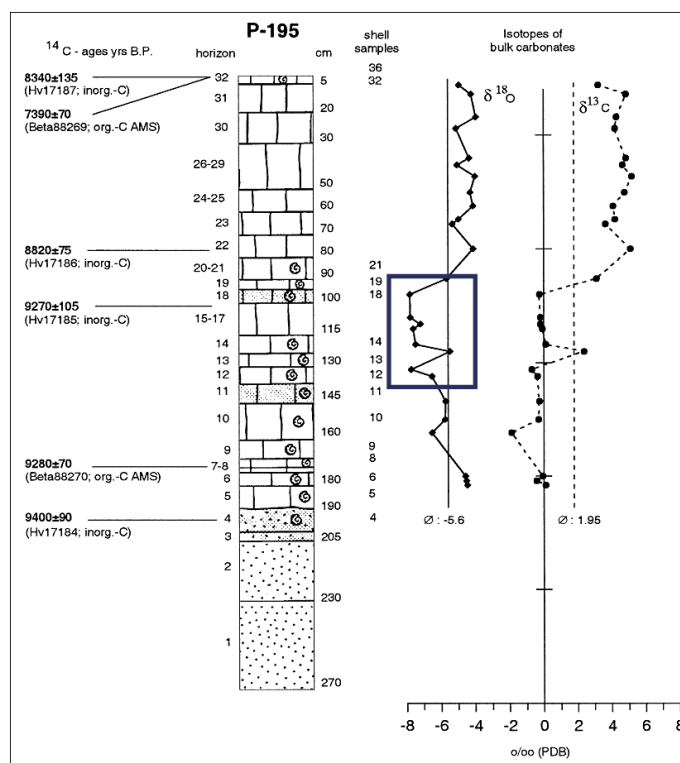
یکی از روش‌های برای کشف شرایط محیطی دوره‌های پیشین، بررسی رسوبات دریاچه‌ای است. از آنجائی که رسوبات دریاچه‌ای علاوه بر متابولیسم خود دریاچه از حمل مواد رسوبی بالادست حوضه توسط رودخانه‌ها تشکیل می‌شود، بنابراین می‌تواند شرایط محیطی اطراف دریاچه را نیز نشان دهد. جهت مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن کربنات‌های دریاچه‌ای ابتدا شناخت کامل فاکتورهای مؤثر بر تغییرات مقادیر و شناخت ارتباط مقادیر ایزوتوپی ضروری است [1]. در محیط‌های دریاچه‌ای عوامل مختلف می‌تواند تعیین کننده نوسانات ایزوتوپ اکسیژن رسوبات دریاچه‌ای باشد، که مهمترین این عوامل می‌توانند شامل منشأ مواد، دمای آب، دوره اقامت و مقادیر ورودی و خروجی دریاچه باشد. با بررسی‌های ایزوتوپی نیز می‌توان به بسته یا باز بودن سیستم هیدرولوژیکی دریاچه در دوران‌های مختلف پی برد [2]. در سیستم‌های هیدرولوژیکی باز ترکیب ایزوتوپ اکسیژن آب دریاچه، ترکیبات ایزوتوپی مقادیر بارش (برف و باران) دریاچه را منعکس می‌کند. در این سیستم‌ها هنگامی که آب دریاچه سرریز می‌کند زمان اقامت آب کاهش می‌یابد و یا در مواردی نزدیک به صفر می‌رسد، بنابراین در این موارد ترکیبات ایزوتوپی آب دریاچه به مقادیر ورودی دریاچه نزدیک است. در بیشتر موارد مقادیر کم  $\delta^{18}\text{O}$  دریاچه‌ها نشان‌دهنده سیستم باز و مقادیر بالا نشان‌گر سیستم‌های بسته بوده است [4].

در مورد ایزوتوپ کربن عوامل مهم مؤثر بر مقدار  $\delta^{13}\text{C}$  غیر آلی محلول آب دریاچه عموماً ایزوتوپ  $\delta^{13}\text{C}$  غیر آلی محلول آب ورودی دریاچه‌ها، تبادلات  $\text{CO}_2$  با آب دریاچه، تنفس و فتوسنتز گیاهان آبی داخل دریاچه‌ها هستند. در محیط‌های دریاچه‌های با سیستم‌های هیدرولوژیکی بسته به ویژه در حوضه‌های غیر کارستیک مقادیر بالای  $\delta^{13}\text{C}$  نشان‌دهنده درجات مختلفی از موازنه ایزوتوپ کربن ۱۳ غیر آلی محلول (DIC) با  $\text{CO}_2$  جو می‌باشد. در طی تبخیرهای شدید آب دریاچه‌ها به صورت ترجیح  $^{12}\text{CO}_2$  را به اتمسفر آزاد خواهد کرد و در نتیجه  $\delta^{13}\text{C}$  غیر آلی محلول (DIC) دریاچه‌ها غنی‌تر می‌شود. تحت شرایط موازنه  $\text{CO}_2$  جو با  $\delta^{13}\text{C}$  آب دریاچه، آب دریاچه‌ها عموماً مقادیری بین +۱ تا +۳ تجربه خواهند کرد. علاوه بر فاکتورهای مؤثر بر مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن به صورت جداگانه ارتباط بین این مقادیر در سیستم‌های دریاچه‌ای اطلاعات ارزشمندی را در مورد تاریخچه هیدرولوژیکی دریاچه ارائه می‌دهد [2].

جهت مطالعات ایزوتوپی رسوبات دریاچه‌ای بترتیب مراحل مغزه‌گیری از رسوبات، تقسیم کردن مغزه با افق‌های مختلف، آماده سازی نمونه‌ها (شامل شستشو، خشک کردن، الک و جدایش و شمارش فسیل‌ها مثل حلزون‌ها، استراکودها، گاستروپودها در هر افق)، اندازه‌گیری ترکیبات  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  پوسته فسیل‌های موجود در هر افق، اندازه‌گیری ترکیبات ایزوتوپی ناپایدار کربن ۱۴ در بخش‌هایی از مغزه، تعیین سن سنجی کربن ۱۴ با توجه به مدل‌های مختلف سن سنجی، ترسیم استراتیگرافی مقادیر ایزوتوپی  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  و در انتها تفسیر شرایط حاکم در زمان رسوبگذاری در دریاچه می‌باشد.

وجود آب و هوای گرم باعث افزایش شدت تبخیر از سطح دریاچه می گردد و این امر منجر به غنی تر شدن آب دریاچه و به دنبال آن کربنات ها از ترکیب ایزوتوپی  $\delta^{18}\text{O}$  غنی می گردند. در شرایط آب و هوایی مرطوب بدلیل تبخیر کمتر از سطح دریاچه مقادیر ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ به مراتب کمتر از دوره خشک و گرم خواهد بود. در محیط های دریاچه ای مقادیر کربن ۱۳ عموماً در ارتباط فتوسنتز ارگانیک های دریاچه، تبادل با دی اکسید کربن جو و آب های ورودی دریاچه شکل می گیرد. از این رو با ترسیم استراتیگرافی مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن می توان شرایط آب و هوایی گذشته حاکم بر دریاچه رو مورد بررسی قرار داد [5].

میزان ارتباط و همبستگی مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن در داده ها مورد بررسی قرار می گیرد. پایین بودن این همبستگی حاکی از این است که عوامل مشترکی بر روی این مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن تأثیر نداشته اند. در واقع در دریاچه های بسته، پایین بودن این همبستگی به علت تبادل مقدار کربن ۱۳ با میزان زیاد آب ورودی (تغذیه) آب های زیرزمینی به دریاچه و تغییر مقدار اکسیژن ۱۸ ناشی از تغییرات نسبت بارش به تبخیر می باشد. همبستگی بالا نشان می دهد که عامل مشترکی بر روی مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن تأثیر دارد که اگر مقادیر ایزوتوپی این دو عنصر بالا باشد بی شک عوامل مشترک تبخیر بوده که باعث غنی شدن اکسیژن ۱۸ در رسوبات و غنی شدن کربن ۱۳ در اثر تبادل با  $\text{CO}_2$  جو می باشد.

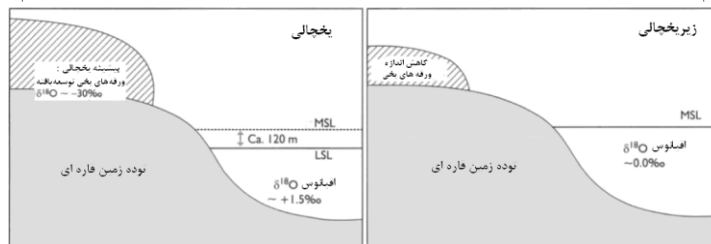


شکل ۶) استراتیگرافی، کربن ۱۳ و اکسیژن ۱۸ رسوبات دریاچه ای [5]

#### ۴. بازسازی اقلیم کواترنری با ایزوتوپهای رسوبات یخچالی:

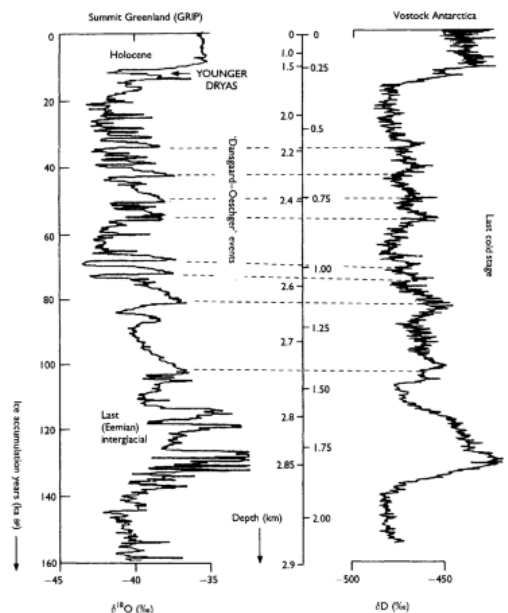
با آنالیز نمونه های یخچالی، در نواحی مرتفع و با عرض جغرافیایی بالا که ذوب یخ بسیار کم یا اصلاً روی نمی دهد، می توان اطلاعات ارزشمندی را مربوط به محیط های دیرینه همچون شرایط اقلیمی نوع ترکیبات جوی در گذشته به دست آورد. با استفاده از تغییرات ایزوتوپ پایدار در نواحی عمیق نمونه یخی، می توان الگو و دامنه تغییرات اقلیمی گذشته را بازسازی کرد. با توجه به وابستگی فرایند تفریق ایزوتوپی به دما، وجود نوسانات ایزوتوپ ها به طور عمده بیانگر تغییرات دما در مقیاس جهانی است. از ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و دوتریم موجود در یخ یخچال ها می توان برای بازسازی وضعیت دما

در گذشته استفاده نمود. در صورتی که تغییرات فصلی تغییرات ۱۵ درصدی در ترکیب ایزوتوپی را شامل شوند آن گاه می توان براحتی اندازه گیری های دقیق ایزوتوپ اکسیژن و دوتریم تغییرات فصلی را شناسایی و مورد مطالعه قرار داد [9]. ترکیبات ایزوتوپی بارندگی های صورت گرفته روی یخچال ها و ورقه های یخی بستگی به تاریخچه چرخه هیدرولوژیکی دارد. ترکیب ایزوتوپی بارندگی به نوعی منعکس کننده میزان دما در زمان وقوع بارندگی است (شکل ۷) و اندازه گیری های انجام شده نشان دهنده وجود همبستگی بالا بین دما و میزان ایزوتوپ های اکسیژن ۱۸ و دوتریم است.



شکل ۷) تغییرات در نسبت ایزوتوپ اکسیژن سطح آب در دوره حداکثر یخچالی و دوره میان یخچالی [9]

در مطالعات یخچال معمولاً با افزایش عمق میزان دامنه تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  کاهش می یابد (بعثت پدیده پخش). اما با این حال از طریق تغییرات اکسیژن ۱۸ در مغزه های یخی عمیق می توان وقوع تغییرات چشمگیری در ۱۶۰ هزار سال را نیز شناسایی کرد [9]. از مهمترین مناطقی که از مطالعات ایزوتوپی در یخچال جهت تعیین شرایط اقلیمی گذشته استفاده شده است گرینلند (قطب شمال) و وستوک (قطب جنوب) می باشد. شواهد به دست آمده از نمونه گیری های نواحی مرکزی گرینلند (شکل ۸) به طور واضح بیانگر وقوع نوسانات قابل ملاحظه و ناگهانی، با شدت استثنایی طی ۱۱۰ هزار سال گذشته است. میزان تغییرات ایزوتوپ دوتریم متناسب با تغییرات ایزوتوپی اکسیژن می باشد. براساس مطالعات انجام شده پروفیل دوتریم تهیه شده از نمونه یخی وستوک واقع در قطب جنوب تغییراتی مشابه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در گرینلند دارد [10].

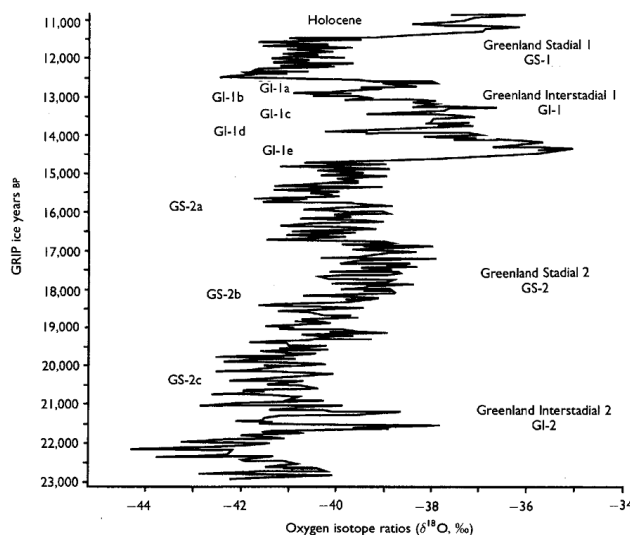


شکل ۸) تغییرات ایزوتوپ پایدار اکسیژن طی ۱۶۰ هزار سال گذشته از یخ گرینلند، و نسبت های دتریوم در نمونه وستوک در قطب جنوب [9]

با توجه به وابستگی فرایند تفریق ایزوتوپی به دما، وجود نوسانات ایزوتوپیها به طور عمده بیانگر تغییرات دما در مقیاس جهانی است. بطور کلی نمودارهای استراتیگرافی ایزوتوپی یخچال ها به طور کلی وضعیتی مشابه با نمودارهای استراتیگرافی ایزوتوپی نمونه های عمیق اقیانوسی دارند. دوره های ایمن و

هولوسن به راحتی از اطلاعات به دست آمده، قابل شناسایی است. برآورد سری زمانی دما با استفاده از داده‌های ثبت شده از ایزوتوپ پایدار به راحتی امکان پذیر نیست. این مسئله به خصوص برای برآورد دما در سال‌های قدیمی‌تر به علت تغییر شکل یخچال‌ها و انتقال جریان یخ از دیگر مناطق، بیشتر اهمیت دارد. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  تهیه شده از نمونه‌های یخی GRIP نوسانات متعددی با فرکانس بالا مربوط به زمان‌های پس از دوره میان‌یخچالی ایمن به چشم می‌خورد. بین سال‌های ۸۰ هزار و ۲۰ هزار BP حدود ۲۰ واقعه اینترستیدیل<sup>۲۱</sup> ثبت شده است که از این وقایع می‌توان به تغییرات ناگهانی دما حدود ۵ تا ۸ درجه سانتی گراد پی برد. این وقایع، موسوم به دنسگارد-اشگر<sup>۲۲</sup> در طول ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ سال ادامه داشته‌اند. وقایع یادشده را می‌توان به مکانیزم‌های موسوم به بازخورد، شامل نوسانات ورقه‌های یخی یا یخچالی، تغییرات سیستم اقیانوسی یا نوسانات چرخه جوی مربوط دانست. (شکل ۹).

بین سال‌های حدوداً ۷۵ هزار تا ۱۱۶۵، تغییرات ناگهانی بین مقادیر متوسط اینترستیدیل و مقادیر پایین استیدیل در اطلاعات ثبت شده از ایزوتوپ اکسیژن به چشم می‌خورد. آنالیز طیفی سیگنال تغییرات ایزوتوپ ناشی از دما بیانگر وقوع تغییر اقلیم با دوره بازگشت‌های بسیار بالا؛ یعنی حدود ۱۵۰۰ تا ۴ هزار سال است. نوساناتی مشابه با نوسانات مشاهده شده در سیگنال ایزوتوپ اکسیژن نمونه یخی گرینلند در سایر مناطق نیز گزارش شده است. بنابراین می‌توان گفت سیگنال اکسیژن مربوط به نمونه گرینلند منعکس‌کننده آثار ناشی از یک واقعه تغییر اقلیم در مقیاس منطقه‌ای یا جهانی است. در دوران هولوسن میانگین مقادیر ایزوتوپی نسبتاً ثابت و دوره تغییرات حدود ۶/۳، ۱۱ و ۲۱۰ ساله است. نوسانات ۲۱ و ۱۱ ساله در اطلاعات مربوط به ایزوتوپ‌های کازموژنیک<sup>۲۳</sup>  $\text{Be}^{10}$  و  $\text{C}^{14}$  بیانگر تغییرات تابش خورشیدی، نیز قابل رویت است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که تابش خورشیدی مهم‌ترین عامل وقوع تغییرات با دوره‌های بازگشت مذکور است. آثار مربوط به سرد شدن فوران‌های آتشفشانی نیز در سیگنال ایزوتوپ اکسیژن ثبت شده؛ اما اثر آنها بسیار ناچیز است و نمی‌توان فوران‌های آتشفشانی را از عوامل تأثیرگذار بر تغییر اقلیم برشمرد



شکل ۹) استراتیگرافی اکسیژن ۱۸ در لایه‌های یخ گرینلند بین ۱۱ تا ۲۳ هزار سال قبل با استیدیل و اینترستیدیل‌های شناسایی شده [9]

۲۱ Interstadial؛ اینترستیدیل به دوره‌ای گرم‌تر در یک دوره یخچالی شدن، با شدت و مدتی کوتاه‌تر از یک دوره اینترگلاشیال گفته می‌شود.

۲۲ Dansgaard-Oeschger؛ به نوسانات شدید اقلیمی که در طول "آخرین دوره یخچالی" ۲۵ مرتبه روی داده اند اطلاق می‌شود.

۲۳ Cosmogenic isotopes؛ ایزوتوپ‌های کم‌یابی هستند که در اثر تعامل یک تشعشع کیهانی با انرژی بالا با هسته‌های یک اتم حاصل می‌شوند. اینگونه ایزوتوپ‌ها درون اجسامی چون سنگ‌ها، خاک، جو زمین و یا اجسام خارجی چون شهاب سنگ‌ها یافت می‌شوند



## ۵. نتیجه گیری:

بازسازی شرایط اقلیمی دوران کواترنری به جهت مطالعات هواشناسی، ژئومورفولوژی، شناسایی منابع آبی جدید مورد استفاده قرار می‌گیرد. بدلیل تاثیر پذیری مستقیم مقادیر ترکیب ایزوتوپ‌های محیطی ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) از شرایط اقلیمی، استفاده از ایزوتوپ‌های محیطی در بازسازی اقلیمی گذشته یک ابزار قدرتمند و دقیق محسوب می‌گردد. با بررسی و ارزیابی ترکیب ایزوتوپی های محیطی آب های زیرزمینی، رسوبات دریاچه ای و یخچال‌ها، می توان میان دوره‌های یخچالی (سرد و خشک)، میان یخچالی (گرم و مربوط) تا دوران کواترنری را تشخیص داد. معمولا از یخچال‌ها برای تعیین دمای محیط در زمان تشکیل و تغییرات جزئی آب و هوایی، از رسوبات دریاچه‌ای جهت تعیین سیستم هیدرولوژیکی و از آب زیرزمینی جهت تعیین شرایط آب و هوایی و الگوی بارندگی استفاده می‌گردد. بطور کلی استفاده از پروکسی آب زیرزمینی بدلیل عدم انجام مراحل آماده سازی (از جمله مغزه گیری، جدایش رسوبات و فسیل‌ها) و تهیه استراتیگرافی ایزوتوپی روش بسیار کم هزینه‌تر می‌باشد.

## ۶. منابع:

۱. تقوی، ل. و طیبی، ص. (۱۳۹۲) تحلیل اقلیم دیرینه بخش شمالی تالاب گاوخونی با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، فصلنامه علمی پژوهشی اکوبیولوژی تالاب- دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، شماره ۱۶
۲. لشگری، ح.، و سادات حسینی، ز. (۱۳۹۰) تحلیل دیرینه اقلیم دریاچه دشت ارژن فارس با استفاده از آنالیز ایزوتوپ اکسیژن، نشریه پژوهشهای اقلیم شناسی، شماره هفتم و هشتم
۳. لطیف، م. (۱۳۸۲) پراکندگی، منشأ، سن و آثار دیرینه اقلیم گسها در شمال مرکزی ایران، مجله جغرافیا و توسعه
۴. نورالهی، د.، و لشگری، ح. (۱۳۹۱) مدل سازی دیرینه اقلیم براساس مقایسه استناد ایزوتوپی در دریاچه پریشان، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۹
5. Abell, P., & Hoelzmann, P. (2000). Holocene palaeoclimates in northwestern Sudan: stable isotope studies on molluscs, *Global and Planetary Change* 26 2000 1–12ry research , No.50, 252-260
6. Balbir, S., & Dontiredy, V. (1996). Isotope fingerprints of paleoclimates during the last 30000 years in deep confined groundwater of southern india, *Quaterna*
7. Huneau, F., & Blavoux, B. (2004). Pleistocene groundwater of the valreasmiocene aquifer as archives of the holocene transition in the western mediterranean region, *IAEA-CN-80/24*
8. Krishnamurthy, R. V., & DeNiro, J. M., and Pant, R. K. (1982). Isotope evidence for Pleistocene climatic changes in Kashmir, India. *Nature* 298, 640–641.
9. Nesje, A., & Dahl, S. O. 2000. *Glaciers and Environmental Change*. Oxford University
10. Grootes, P., & Stuiver, M. 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and with 10–3- to 105-year year time resolution. *Journal of Geophysical*
11. pang, H., & He, Y., Zhang, Z. 2004, the origin of summer monsoon rainfall at new delhi by deuterium excess, *hydrology and earth system science*, 8(1), 115-118
12. Raymond S., 1999, *Paleoclimatology Reconstructing Climates of the Quaternary*, Second Edition, Academic Press
13. Thomas, M. 1999, *Principles of Paleoclimatology*, Columbia University Press
14. van Geldern, R. & Baier, A. & Subert, H. 2014, Pleistocene paleo-groundwater as a pristine fresh water resource in southern Germany – evidence from stable and radiogenic isotopes, *Science of the Total Environment* 496 (2014) 107–115
15. Zouari, K. & Chkir, N. & Ouda, B. 2002, *Paleoclimatology variations in Maknassy Basin during the holocene period using multidisciplinary approaches*, IAEA-CN-