



علوم محیطی

علوم محیطی سال نهم، شماره سوم، بهار 1391
ENVIRONMENTAL SCIENCES Vol.9, No.3, Spring 2012

93 - 110

بررسی تغییرات عمده اقلیمی، سن‌یابی و تعیین نوع دیاژنز در سواحل جنوبی دریای خزر در طی صده گذشته با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن ترانه شارمد^{1*}، محمدحسین آدابی²، عبدالرضا کرباسی³، حسین باقری⁴

1- دانش آموخته علوم محیط زیست، دانشکده محیط زیست و انرژی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی

2- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

3- استادیار گروه مدیریت و برنامه ریزی محیط زیست، دانشکده محیط زیست، دانشگاه تهران

4- کارشناسی ارشد رسوب شناسی، مرکز اقیانوس شناسی دریای خزر، موسسه ملی اقیانوس شناسی

تاریخ پذیرش: 91/3/10

تاریخ دریافت: 90/2/30

An Investigation of Major Climatic Change, Determination of Age and Type of Diagenesis in South Coast of Caspian Sea Using Oxygen and Carbon Stable Isotopes

Taraneh Sharmad,^{1*} Mohammad Hossein Adabi,² Abdolreza Karbassi³ and Hossein Bageri⁴

1- Ph.D. student of Environmental Science, Faculty of the Environment and Energy, Science and Research Branch, Islamic Azad University.

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University.

3- Assistant Professor, Department of Environmental Management and Planning, Graduate Faculty of the Environment, Tehran University.

4- M.Sc. on Sedimentology, Iranian National Institute for Oceanography, Caspian Sea Oceanography Center.

Abstract

In the present study depositional temperature, diagenetic type and major climatic changes are investigated using oxygen and carbon stable isotopes. For this purpose, a sediment core (140 cm long) of 12 Km distance from the coast (near Langroud city), was collected from the southern Caspian Sea. A sedimentation rate of 0.9 cm/year was obtained based on a ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs isotope study of the sediment core. The depositional temperature and diagenetic type were obtained based on Mass Spectrometry analysis of sediment samples. The oxygen-carbon isotope study indicates a very low depth of burial diagenesis. Water temperature based on the heaviest oxygen isotope value with least alteration, shows around 21°C during sedimentation, (120 years ago) while CTD results during sampling show the same result, so it seems that there have been no major climatic changes in the study area.

Keywords: Caspian Sea sediments, Oxygen-carbon isotopes, ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs isotopes, Diagenetic type, Major climatic changes.

چکیده

در این مطالعه با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن، دمای محیط رسوب‌گذاری و نوع دیاژنز و در نتیجه تغییرات عمده اقلیمی در دریای خزر بررسی گردیده است. به این منظور یک مغزه با طول 142 سانتی متر و از فاصله 12 کیلومتری ساحل از رسوب منطقه جنوب دریای خزر (نزدیک شهر لنگرود)، برداشت شده است. تعیین سن رسوب به روش اندازه‌گیری ²¹⁰Pb و ¹³⁷Cs انجام گرفت و نرخ رسوب‌گذاری 0/9 cm/year مشخص گردید. جهت تعیین دمای محیط رسوب‌گذاری و روند دیاژنز، نمونه‌ها به روش آنالیز طیف سنجی جرمی آنالیز گردیدند. بررسی روند کلی ایزوتوپ اکسیژن و کربن عمدتاً بیانگر یک دیاژنز تدفینی خیلی کم عمق می‌باشد. محاسبه دمای آب دریا در زمان رسوب‌گذاری در منطقه مورد مطالعه در دریای خزر، با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن یعنی نمونه‌ای که کمترین دگرسانی را نشان می‌دهد و مربوط به 120 سال پیش می‌باشد، حدود 21°C بوده است. با توجه به اندازه‌گیری دمای آب با استفاده از دستگاه CTD در زمان نمونه برداری به نظر می‌رسد که تغییرات عمده اقلیمی خاصی نسبت به زمان حال مشاهده نمی‌شود.

واژه‌های کلیدی: رسوب دریای خزر، ایزوتوپ اکسیژن و کربن، ایزوتوپ ²¹⁰Pb و ¹³⁷Cs، نوع دیاژنز، تغییرات عمده اقلیمی.

مقدمه

در خصوص ویژگی‌های دریای خزر می‌توان گفت این دریا که در گذشته به نام‌هایی چون خاواینسکی، دریای هیرکانیان، دریای جرجان (گرگان)، بحر مازندران، بحر جرجان، بحر آبسکون و بحر قانیا، نامیده می‌شد بزرگ‌ترین دریاچه روی زمین است. این دریای بسته که در شمال کوهزاد آلپ - هیمالیا قرار گرفته، باقیمانده‌ای از دریای پاراتتیس (Paratethys) است که بر پایه پژوهش‌های استراخوف و همکاران (1954)، حدود 11000 سال پیش، پس از جدایش از دریا‌های سیاه و مدیترانه، مستقل شده است. دریای خزر، با وسعتی حدود 436000 کیلومتر مربع (کمی بیش از مساحت کشور آلمان)، 1200 کیلومتر درازا و 220 تا 550 کیلومتر پهنا دارد که نزدیک به 1000 کیلومتر از کرانه آن در خاک ایران و بقیه در خاک جمهوری‌های شوروی سابق است.

حجم آب آن افزون بر 77000 کیلومتر مکعب است. گودی این دریا در بخش شمالی، 10 تا 12 متر و در بخش میانی تا 770 متر است و گودترین نقطه آن در بخش جنوبی، تا 1000 متر نیز می‌رسد. سطح آب دریاچه در حدود 26 تا 28 متر (بر حسب سال‌های متفاوت) از سطح آب دریا‌های آزاد پایین‌تر است. این دریا از طریق ولگا و همچنین کانال ولگا - دن که مجهز به حوضچه‌های تنظیم سطح آب و برقراری هم‌ترازی آب است، به طور غیرمستقیم با دریای بالتیک و دریای سیاه ارتباط دارد. ریخت‌شناسی بخش شمالی خزر شیب بسیار ملایم دارد. دو بخش میانی و جنوبی، با یک برجستگی زیرآبی به نام برجستگی سرت (Syrt) در

حد فاصل دماغه باکو و خلیج قره‌بغاز، با امتداد شمال باختر - جنوب خاور از یکدیگر جدا می‌شوند. این برجستگی که ادامه بلندی‌های قفقاز است و ژرفای آب روی آن از 200 متر تجاوز نمی‌کند، مانع جریان آب در سطح دریاچه نیست. بیش از دو سوم حجم آب دریای خزر در بخش جنوبی است (Aghanabati, 2006). استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار به ویژه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن اطلاعات با ارزشی در زمینه دمای محیط رسوب‌گذاری، دمای دیاژنتیکی، روند دیاژن در محیط‌های دیاژنتیکی مختلف، تفکیک کربنات‌ها در نواحی مختلف (Marshall, 1992; Rao, 1996) و شوری (Salinity) ارائه می‌دهد. مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها تعیین دمای تشکیل آن‌ها است (Morse and Mackenzie, 1990). به این منظور می‌بایستی از نمونه‌های دریایی، با کمترین میزان دگرسانی و سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن استفاده نمود. معمولاً سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن 18 نشانگر دمای محیط رسوبی و سبک‌ترین آن نشانگر دمای دیاژنتیکی می‌باشد (Adabi, 1996).

تعیین دما از اجزاء اسکلتی کربنات‌های دیرینه دریایی با استفاده از نسبت ایزوتوپی اکسیژن برای اولین بار توسط یوری (Urey, 1947) و سپس توسط همکارانش (Epstein et al., 1953; Emiliani, 1954) معرفی و اکنون پس از تغییراتی (Hudson and Anderson, 1989; Marshall, 1992) در سطح وسیعی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش اختلاف بین نسبت ایزوتوپی $^{18}O / ^{16}O$ کربنات کلسیم و آب دریا، که عمدتاً به دما بستگی دارد، اندازه‌گیری می‌شود (Spicer and Corfield, 1992).

این روش شوری آب دریا در حد نرمال در نظر گرفته می‌شود. معمولاً مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در آب‌های گرم، سبک‌تر است در حالی که در آب‌های سردتر مقادیر آن سنگین‌تر می‌باشد. لکن در شرایطی که سنگ‌های کربناتی تحت تاثیر فرآیندهای دگرسانی دیاژنتیکی قرار گیرند، علائم یا مقادیر ایزوتوپی مربوط به محیط رسوب‌گذاری اولیه از بین خواهند رفت. بنابراین پیشنهاد شده است که برای تعیین دمای دیرینه یعنی دمای محیط رسوبی (depositional temperature) تشکیل کربنات‌ها باید از نمونه‌هایی که یا تحت تاثیر دگرسانی قرار نگرفته (unaltered) و یا فرآیندهای دیاژنتیکی در آنها به مقدار ناچیزی موثر بوده است (least altered carbonates) استفاده شود تا بتوان صحیح‌ترین دما را محاسبه کرد (Adabi, 2005).

روش‌های مختلفی به منظور تعیین نرخ رسوب‌گذاری و سن یابی رسوب در دریاچه‌ها و دریاها وجود دارد. در دو دهه اخیر استفاده از رادیونوکلئیدها به منظور تعیین نرخ رسوب‌گذاری معمول گردیده که رایج‌ترین آن‌ها استفاده از ^{210}Pb یا ^{137}Cs می‌باشد. اندازه‌گیری نرخ رسوب‌گذاری در دریاچه‌ها و دریاها نقش تاریخی و مهمی در برآورد میزان آلاینده‌ها داشته و از نظر مهندسی حفاظت محیط‌زیست و بررسی اکولوژی دریا دارای اهمیت می‌باشد (Kerensly, 1972; Mesbah, 1996; Gadimi, 2000; Amiri, 2002).

هدف این مطالعه، بررسی تغییرات عمده اقلیمی دریای خزر از طریق مقایسه اقلیم فعلی با اقلیم حدود صد سال گذشته است که می‌تواند در بررسی‌های زیست‌محیطی نیز مورد استفاده قرار گیرد. از طرف دیگر تعیین نرخ رسوب‌گذاری (حدود یک سانت

در سال) می‌تواند به بررسی امکان تغییر کیفیت آب در دریای خزر تحت تاثیر میزان رسوب‌گذاری و یا کاهش عمق منجر شود.

مواد و روش‌ها

به منظور بررسی تغییرات عمده اقلیمی در شهر یور ماه 1387، یک مغزه با طول 142 سانتی‌متر و از فاصله 12 کیلومتری از ساحل از رسوب منطقه جنوبی دریای خزر که در نزدیکی شهر لنگرود می‌باشد و دارای مختصات $37^{\circ} 15' 59'' \text{N}$, 50°E ، برداشت شد (شکل 1). نمونه‌برداری رسوب توسط دستگاه مغزه‌گیر گراویتی ساخت شرکت KC کشور دانمارک و همراه با وزنه‌های حدود 500 کیلوگرم و با لوله پلاستیکی با قطر داخلی 6 سانتی‌متر برداشت شد. سر و ته نمونه‌ها با نایلون‌های نگهدارنده محکم شده تا از تکان خوردن و بهم ریختن رسوبات جلوگیری شود. مغزه‌ها تا محل آزمایشگاه به صورت عمودی نگهداری شده و بلافاصله توسط لوازم و قاشقک‌های پلاستیکی، نمونه‌ها تهیه گردیدند، به این ترتیب که از 30 سانتی‌متر اول مغزه 15 نمونه و از 50-30 سانتی‌متر بعدی 4 نمونه و از بقیه مغزه 9 نمونه، جمعاً 28 نمونه، تهیه گردید. نمونه‌ها در پاکت‌های نایلونی شماره دار و در دمای استاندارد 4°C قرار گرفتند. همزمان با نمونه‌برداری دمای آب در بالای رسوب، توسط دستگاه CTD ساخت کمپانی Idronaut کشور ایتالیا اندازه‌گیری گردید.

نمونه‌ها جهت آنالیز ایزوتوپی با دستگاه طیف‌سنجی جرمی به آزمایشگاه مرکزی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در کشور استرالیا ارسال

طبق استاندارد، ایزوتوپ اکسیژن و کربن در کربنات‌ها بر حسب در هزار (‰, per mil) و به صورت δ نشان داده شده است. δ در واقع اختلاف بین نسبت ایزوتوپی نمونه، در مقایسه با نسبت ایزوتوپی استاندارد است که مثلاً برای ایزوتوپ اکسیژن به صورت زیر نوشته می‌شود:

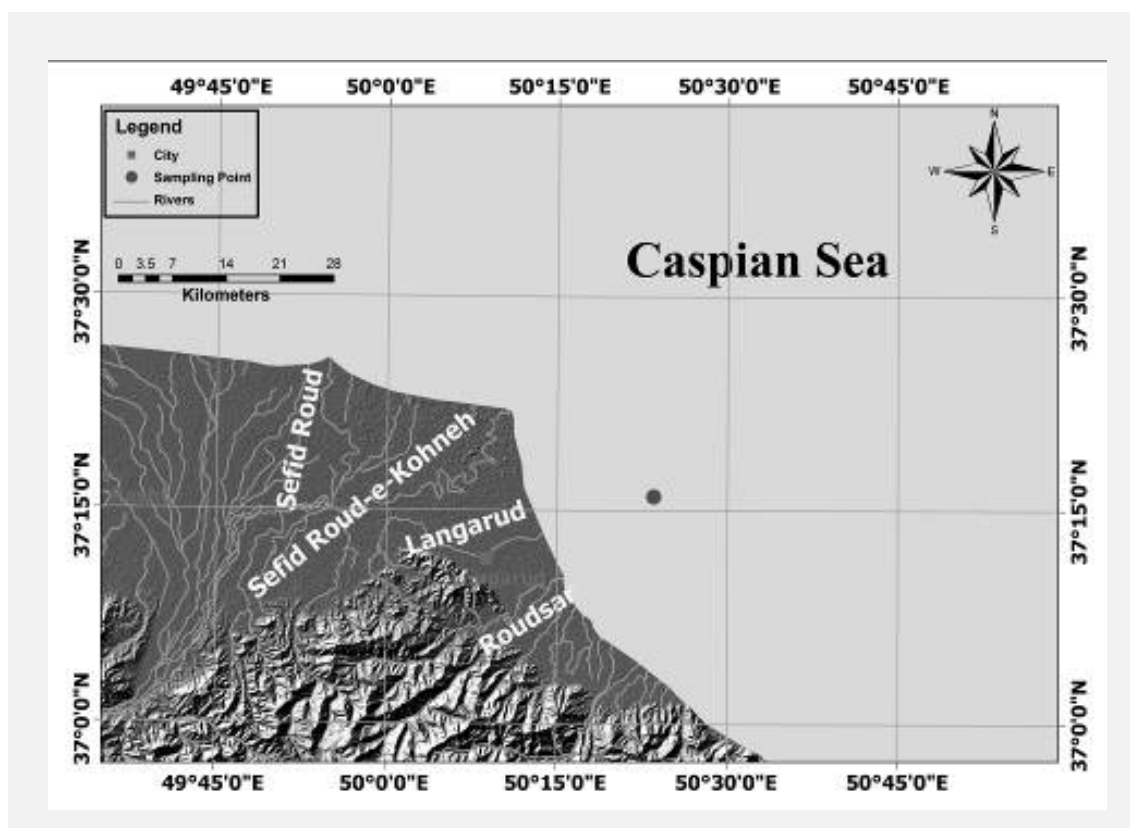
$$d^{18}O_{sample} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{sample} - (^{18}O/^{16}O)_{standard}}{(^{18}O/^{16}O)_{standard}} \times 1000$$

مشابه معادله بالا در مورد ایزوتوپ کربن نیز صادق است (Lamas *et al.*, 2005).

مقدار ایزوتوپ اکسیژن 18 در آب‌های دریاهاى موجود در عرض‌های جغرافیایی پایین (Low Latitude) حدود 2‰^1 SMOW می‌باشد (Dansgaard, 1964).

گردیدند. در این دستگاه نسبت ایزوتوپ‌های پایدار اندازه‌گیری می‌شود. به این ترتیب که برای اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپ $^{18}O/^{16}O$ و ایزوتوپ $^{13}C/^{12}C$ ابتدا مقدار کمی از پودر نمونه‌ها را (حدود 15 میلی گرم) به مدت 24 ساعت تحت تاثیر اسید فسفریک و در دمای 25 درجه سانتی‌گراد قرار داده و گاز CO_2 متصاعد شده را توسط دستگاه طیف سنج جرمی مدل VG STRA Series II قرائت و با نمونه‌های استاندارد برحسب (VPDB) مقایسه می‌نمایم (Adabi, 2005).

ذکر این نکته ضروری است که برای تعیین دمای محیط دیاژنتیکی (diagenetic temperature) کربنات‌ها باید از سبکترین ایزوتوپ اکسیژن استفاده نمود.



شکل 1- نقشه موقعیت جغرافیایی مغزه برداشت شده

جهت تخمین دما می‌توان گفت بطور کلی به ازای هر پرمیل (per mill, %) کاهش اکسیژن یا سبکتر شدن ایزوتوپ $4-4/5^{\circ}C$ به دما افزوده می‌شود. مثلاً" در نمونه‌ای که میزان ایزوتوپ اکسیژن 1- باشد، دما 20-20/5 درجه سانتی‌گراد می‌باشد. اما برای محاسبه دقیق دما از معادله اندرسون و آرتور (Anderson and Arthur, 1983) که متعاقباً ذکر خواهد شد استفاده گردیده است (Adabi, 2005).

^{137}Cs یک رادیونوکلئید مصنوعی با نیمه عمر فیزیکی 30/2 سال می‌باشد که حاصل تست سلاح‌های هسته‌ای در اتمسفر است که از سال 1950 تا 1962 تولید و وارد لایه‌های جوی گردیده و سپس در سطح کره زمین ریزش کرده است، تا سال 1980 مقدار 960000^2TBq وارد لایه‌های جوی گردیده که مقداری از آن در نقاط مختلف زمین ریزش کرده است. بعد از حادثه هسته‌ای راکتور چرنوبیل در سال 1986 موجودی ^{137}Cs در سطح زمین افزایش یافته است. لذا هرگاه در هربرشی با افزایش پرتوژی ^{137}Cs مواجه شدیم آن را به سال 1986 ارتباط داده و نرخ رسوب گذاری را تعیین می‌کنیم (Kotarba, 2002; Panayotou, 2004). (Walling and Woodward, 1995).

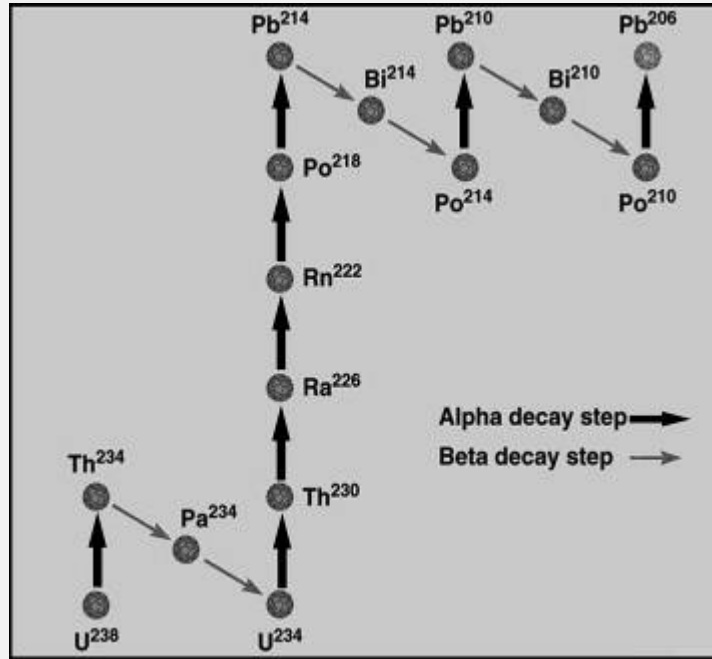
از سال 1963 که Goldberg روش تعیین سن را به روش ^{210}Pb پایه ریزی نمود این روش جهت تعیین سن رسوبات و میزان نرخ رسوب گذاری در مورد رسوبات قرن اخیر (تا حدود 150 سال پیش) بطور وسیع بکار رفته است. ^{210}Pb یک رادیونوکلئید طبیعی است که بطور وسیع در تعیین سن رسوبات اکوسیستم‌های مختلف و طبیعی شامل رسوبات فلات قاره، دریاچه‌ها و تالاب‌ها بکار می‌رود.

(Koide et al., 1973; Armentano and Woodwell, 1975; DeLaune et al., 1978; Nittrouer et al., 1979; Sharma et al., 1987; Edgington, 1991; Allen et al., 1993; Elberling et al., 2002; Saxena et al., 2002).

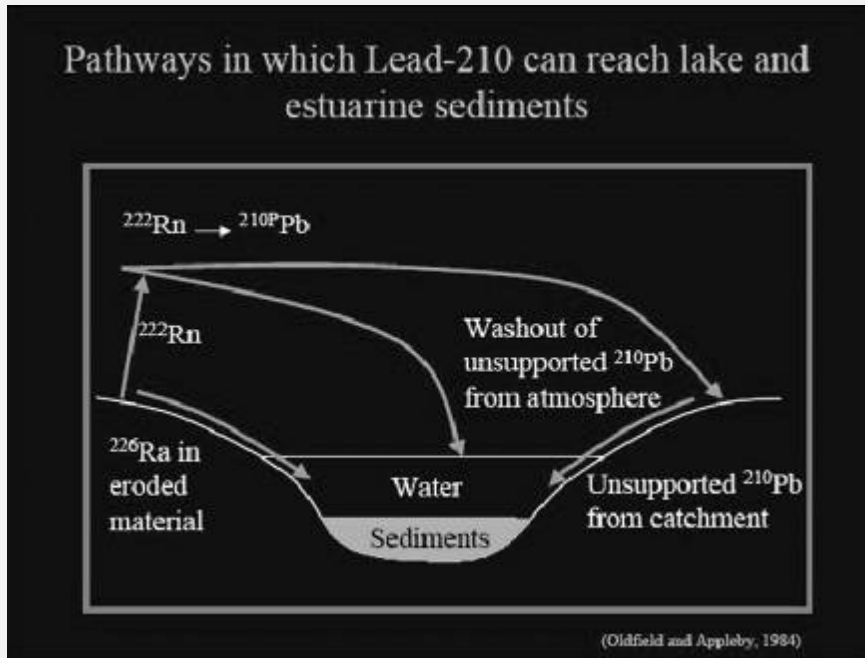
اورانیوم-238 از جمله رادیونوکلئیدهایی است که در پوسته زمین وجود دارد که در ضمن واپاشی به رادیونوکلئیدهای دیگر تبدیل می‌گردد که ^{226}Ra و ^{222}Rn از آن جمله هستند. زنجیره واپاشی ^{238}U در شکل 2 نشان داده شده است.

^{226}Ra خود به ^{222}Rn که یک گاز نادر است تبدیل شده و قسمتی از آن از پوسته زمین خارج و وارد اتمسفر می‌گردد که ضمن واپاشی در اتمسفر به ^{210}Pb تبدیل شده و مجدداً در سطح زمین ریزش می‌کند (Oldfield and Clark, 1990; John, 1992; Bonniwell, 2001).

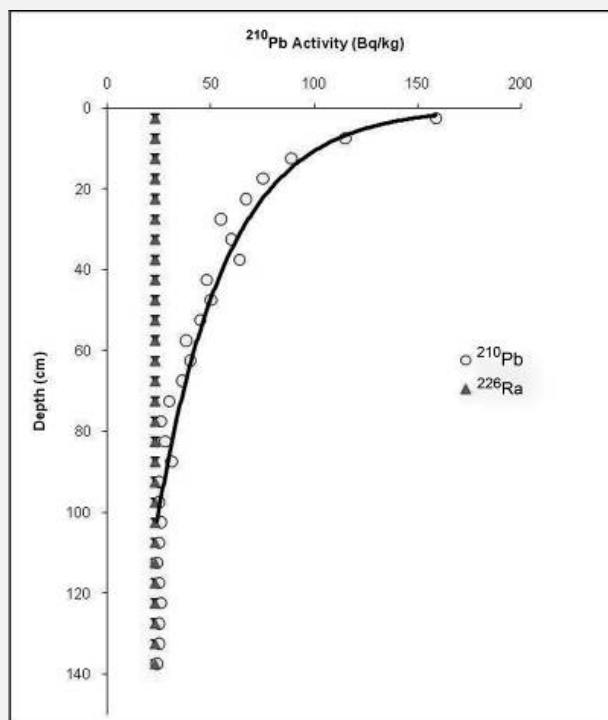
آن قسمت از ^{210}Pb که حاصل آزاد شدن گاز رادون است از آنجایی که از مادر خود یعنی ^{226}Ra جدا گردیده به ^{210}Pb غیر حمایت شده معروف است (^{210}Pb unsupported) که با نیمه عمر فیزیکی 22/3 سال واپاشی می‌کند و مجدداً به رسوب باز می‌گردد. آن قسمت از ^{210}Pb که همراه مادر خود ^{226}Ra است به نام ^{210}Pb حمایت شده (^{210}Pb supported) خوانده می‌شود که با نیمه عمر فیزیکی مادر خود ^{226}Ra که 1600 سال است واپاشی نموده و تغییرات پرتوژی آن بسیار اندک می‌باشد (شکل 3). لذا میتوان میزان آن را در طی بازه‌های زمانی، حدود 100 سال، ثابت فرض نمود و با توجه به کاهش پرتوژی (^{210}Pb unsupported) با نیمه عمر فیزیکی 22/3 سال و تعیین میزان آن از طریق تفاضل مقدار کل ^{210}Pb از (^{210}Pb supported) و انجام محاسبات لازم، نرخ رسوب گذاری را تعیین نمود (شکل 4).



شکل 2- زنجیره واپاشی اورانیوم-238



شکل 3- چرخه آزاد شدن و واپاشی گاز ^{222}Rn و بازگشت ^{210}Pb به سطح زمین



شکل 4- منحنی کاهش پرتوزایی ^{210}Pb در طول 140 سانتی متر مغزه

از آشکارسازی فوتون‌های گامای تابش شده پس از تجزیه بتا و یا آلفا در هسته‌های گاما می‌باشد.

طیف گاما مشخص کننده هسته‌های گاما از موجود در نمونه است و این شبیه طیف نگاری اپتیکی است که مشخصه‌های اتمها و مولکول‌های موجود در نمونه را مشخص می‌کند.

جهت تعیین سن رسوبات و میزان رسوب گذاری که آنالیز آن در سازمان انرژی اتمی ایران انجام پذیرفته است، از هر 5 سانتی متری مغزه یک نمونه و کلا تعداد 28 نمونه تهیه گردید. از هر نمونه حدود 20 گرم رسوب خشک (که از مخلوط شدن هر 5 سانتی متر از مغزه بدست آمده است) از الک با مش $0/63\text{ mm}$ عبور داده شد و سپس دقیقاً توزین گردیده در آون 80 درجه سانتیگراد به مدت

اندازه گیری کیفی و کمی رادیونوکلئیدهای ^{137}Cs ، ^{226}Ra بوسیله سیستم گاما اسپکترومتري انجام شده است.

با توجه به تبادل پرتوزایی بین رادیونوکلئیدهای ^{210}Po ، ^{210}Pb و ^{226}Ra (شکل 3) جهت اندازه گیری ^{210}Pb (supported ^{210}Pb)، میزان ^{226}Ra اندازه گیری می‌شود. جهت کالیبراسیون انرژی سیستم از پودر استاندارد RGU-1 مربوط به آژانس بین المللی انرژی اتمی (IAEA) ³ استفاده شده است.

دستگاه اسپکترومتري اشعه گاما، انرژی و همچنین میزان شمارش اشعه‌های گامای تاییده از ماده پرتوزا را مشخص می‌کند. این روش امکان تحلیل کیفی و کمی هسته‌های گاما را فراهم می‌کند این مهم به دنبال تحلیل طیف گامای حاصل

4 ساعت خشک گردید. پس از قرار دادن در دسیکاتور به مدت نیم ساعت و خشک شدن مجدداً توزین شده و درصد رطوبت ثبت گردید. جهت اندازه گیری (^{210}Po) ^{210}Pb در نمونه رسوب دریا ابتدا 5 گرم نمونه را جهت درصد رطوبت، در دمای 85°C خشک کرده و $100\mu\text{L}$ از محلول ردیاب ^{208}Po (Tracer) را توسط میکروپیت بداخل بشر افزوده (270mBq) و 50 mL اسید نیتریک غلیظ و چند قطره آب اکسیژنه به آرامی به داخل بشر اضافه نموده، سپس ضمن بهم خوردن محلول آنرا به مدت 10 ساعت در دمای 85°C حرارت داده و سپس درب بشر را برداشته تا نمونه تبخیر و خشک گردد. با افزودن $30-40\text{ CC}$ اسید کلریدریک 6 مول، نمونه در دمای 85°C تا خشک شدن حرارت داده شد، سپس رسوب در 50 mL اسید کلریدریک 0/1 مول حل شده و کل مجموعه

به داخل لوله سانتریفیوژ انتقال داده شد. پس از انتقال محلول روی رسوب به بشر که حاوی ایزوتوپ های پلونیوم می باشد، جهت احیاء آهن III به آهن II به منظور جلوگیری از ایجاد مزاحمت در مراحل بعدی، 1 گرم آسکوربیک اسید را به محلول افزوده و pH محلول روی عدد یک تنظیم گردید. بدین ترتیب پلونیوم را روی دیسک مسی صیقل داده شده، به مدت 3 ساعت در دمای 85°C و با چرخش 600-400 دور در دقیقه نشانده و پس از شستشوی دیسک با چند قطره اسید کلریدریک 0/1 مول، دیسک جهت تعیین کمی ^{210}Po آلفا اسپکترومتري شد.

نتایج و بحث

نتایج آنالیز ایزوتوپ کربن - اکسیژن در رسوبات دریای خزر در جدول 1 آمده است.

جدول 1- نتایج آنالیز ایزوتوپ کربن - اکسیژن در رسوبات دریای خزر

Sample Name	Weight (mg)	Yield (mmHg)	Date	Delta 45	Delta 46	d $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (permil)	Precision Delta 13C	d $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (permil)	Precision Delta 18O	d $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (permil)	Sample Age(year)
2/13312	14.8	3.9**	03/07/2009	4.201	6.240	-2.16	0.004	-5.98	0.006	24.70	2006
7/13313	16.3	5.0**	03/07/2009	2.913	5.292	-3.53	0.009	-6.95	0.006	23.70	2001
11/13314	16.5	5.2**	03/07/2009	2.965	5.431	-3.48	0.017	-6.80	0.026	23.85	1997
17/13315	15.3	4.8**	03/07/2009	3.338	6.060	-3.09	0.005	-6.16	0.011	24.51	1991
20/13316	14.8	4.9**	03/07/2009	3.432	6.186	-3.00	0.009	-6.03	0.006	24.64	1988
27/13317	15.2	4.7**	03/07/2009	3.210	5.843	-3.23	0.008	-6.38	0.013	24.28	1981
32/13318	16.2	5.4**	03/07/2009	3.378	5.912	-3.05	0.012	-6.31	0.014	24.36	1976
37/13319	15.2	5.0**	03/07/2009	3.417	6.024	-3.01	0.007	-6.20	0.005	24.47	1971
42/13320	16.3	6.0**	03/07/2009	1.044	5.682	-5.58	0.010	-6.54	0.026	24.12	1966
47/13321	16.4	4.9**	03/07/2009	3.410	5.532	-3.00	0.006	-6.70	0.014	23.95	1961
52/13322	15.1	4.4**	03/07/2009	2.889	5.482	-3.56	0.004	-6.75	0.014	23.90	1956
57/13323	15.9	4.8**	03/07/2009	2.855	5.24	-3.59	0.008	-7.00	0.012	23.64	1951
62/13324	45.0	13.1	03/07/2009	3.396	5.805	-3.02	0.004	-6.42	0.008	24.24	1946
67/13325	49.6	15.6	03/07/2009	3.208	5.594	-3.22	0.009	-6.64	0.006	24.02	1941
72/13326	49.4	15.1	03/07/2009	3.163	5.909	-3.28	0.004	-6.31	0.008	24.36	1936
77/13327	45.1	12.9	04/07/2009	4.059	6.444	-2.32	0.007	-5.77	0.003	24.91	1931
82/13328	48.9	15.7	04/07/2009	4.110	6.598	-2.27	0.004	-5.61	0.008	25.08	1926
87/13329	46.3	16.0	04/07/2009	3.826	6.536	-2.58	0.005	-5.67	0.006	25.02	1921
92/13330	45.9	16.2	04/07/2009	4.125	6.729	-2.26	0.008	-5.48	0.01	25.21	1916
97/13331	45.0	18.0	04/07/2009	4.581	6.819	-1.77	0.01	-5.38	0.007	25.31	1911
102/13332	44.4	30.0	04/07/2009	5.977	9.216	-0.33	0.016	-2.93	0.01	27.84	1906
107/13333	50.8	18.1	04/07/2009	3.871	6.203	-2.52	0.004	-6.02	0.012	24.65	1901
111/13334	46.7	17.2	04/07/2009	4.142	6.619	-2.24	0.008	-5.59	0.007	25.10	1897
116/13335	45.1	15.5	04/07/2009	4.068	7.028	-2.33	0.005	-5.17	0.005	25.53	1892
121/13336	52.1	19.0	04/07/2009	4.196	6.799	-2.19	0.005	-5.40	0.009	25.29	1887
126/13337	47.9	17.1	04/07/2009	3.732	5.947	-2.66	0.008	-6.28	0.006	24.39	1882
131/13338	50.9	19.2	04/07/2009	4.237	6.733	-2.14	0.005	-5.47	0.007	25.22	1877
136/13339	48.8	18.3	04/07/2009	4.320	6.707	-2.04	0.005	-5.50	0.011	25.19	1872

** Cold finger used.

که جایگاه نمونه در مغزه را مشخص می‌نماید، وزن نمونه برحسب گرم، تاریخ آماده‌سازی نمونه، تاریخ شمارش، زمان شمارش و میزان پرتوزایی (فعالیت ویژه) رادیونوکلئیدهای پولونیوم 210، سزیم 137 و رادیوم 226 برحسب کیلوگرم بر بکرل می‌باشد. با توجه به انسان ساخت بودن رادیونوکلئید سزیم 137، فقط تا 45 سانتی متری مغزه قابل Detect یا شناسایی می‌باشد.

اندازه‌گیری دمای آب بالای رسوب، در بازه زمانی نمونه برداری مغزه نشان دهنده دمای 21 درجه سانتی‌گراد می‌باشد. نتایج اندازه‌گیری ^{226}Ra ، ^{210}Pb و ^{137}Cs برای برش‌های مختلف مغزه در جدول 2 ارائه گردیده است. همان‌طور که در این جدول مشاهده می‌شود، ستون‌ها به ترتیب شامل کد نمونه برحسب سانتی‌متر

جدول 2- نتایج اندازه‌گیری ^{226}Ra ، ^{210}Po و ^{137}Cs در برش‌های مختلف مغزه برحسب سانتی‌متر

^{226}Ra	^{137}Cs	^{210}Po	زمان	تاریخ	تاریخ	وزن	کد
Bq/Kg $\pm 2\sigma$	Bq/Kg $\pm 2\sigma$	Bq/Kg $\pm 2\sigma$	شمارش	شمارش	آماده‌سازی	نمونه (gr)	نمونه (cm)
26 \pm 2	29 \pm 3	159 \pm 14	60 kSec.	88/08/04	88/07/12	20	(00-05)
23 \pm 2	31 \pm 3	115 \pm 11	60 kSec.	88/08/04	88/07/12	20	(05-10)
21 \pm 2	29 \pm 3	89 \pm 8	60 kSec.	88/08/05	88/07/12	20	(10-15)
22 \pm 2	30 \pm 2	75 \pm 6	60 kSec.	88/08/05	88/07/12	20	(15-20)
20 \pm 2	39 \pm 3	67 \pm 6	60 kSec.	88/08/06	88/07/12	18	(20-25)
24 \pm 2	28 \pm 4	55 \pm 5	60 kSec.	88/08/07	88/07/12	20	(25-30)
25 \pm 2	32 \pm 3	60 \pm 6	60 kSec.	88/08/08	88/07/12	20	(30-35)
28 \pm 2	18 \pm 2	64 \pm 6	60 kSec.	88/08/08	88/07/12	20	(35-40)
23 \pm 2	12 \pm 2	48 \pm 5	60 kSec.	88/08/09	88/07/12	20	(40-45)
28 \pm 2	<MDA	50 \pm 5	60 kSec.	88/08/10	88/07/12	20	(45-50)
20 \pm 2	<MDA	45 \pm 4	60 kSec.	88/08/10	88/07/12	20	(50-55)
22 \pm 2	<MDA	38 \pm 3	60 kSec.	88/08/11	88/07/12	14	(55-60)
20 \pm 2	<MDA	40 \pm 4	60 kSec.	88/08/11	88/07/12	18	(60-65)
24 \pm 2	<MDA	36 \pm 3	60 kSec.	88/08/12	88/07/12	20	(65-70)
22 \pm 2	<MDA	30 \pm 3	60 kSec.	88/08/12	88/08/03	20	(70-75)
20 \pm 2	<MDA	26 \pm 2	60 kSec.	88/08/13	88/08/03	20	(75-80)
21 \pm 2	<MDA	28 \pm 2	60 kSec.	88/08/14	88/08/03	20	(80-85)
26 \pm 2	<MDA	31 \pm 3	60 kSec.	88/08/15	88/08/03	20	(85-90)
27 \pm 2	<MDA	24 \pm 2	60 kSec.	88/08/15	88/08/03	20	(90-95)
19 \pm 2	<MDA	25 \pm 2	60 kSec.	88/08/16	88/08/03	20	(95-100)
31 \pm 3	<MDA	26 \pm 2	60 kSec.	88/08/16	88/08/03	20	(100-105)
16 \pm 2	<MDA	24 \pm 2	60 kSec.	88/08/17	88/08/03	20	(105-110)
26 \pm 2	<MDA	23 \pm 2	60 kSec.	88/08/18	88/08/03	20	(110-115)
22 \pm 2	<MDA	25 \pm 2	60 kSec.	88/08/19	88/08/03	20	(115-120)
26 \pm 2	<MDA	26 \pm 2	60 kSec.	88/08/20	88/08/03	20	(120-125)
27 \pm 2	<MDA	24 \pm 2	60 kSec.	88/08/21	88/08/03	20	(125-130)
21 \pm 2	<MDA	25 \pm 2	60 kSec.	88/08/22	88/08/03	20	(130-135)
23 \pm 2	<MDA	24 \pm 2	60 kSec.	88/08/23	88/08/03	20	(135-140)

2σ = representation of the error

MDA= Minimum Detectable Activity

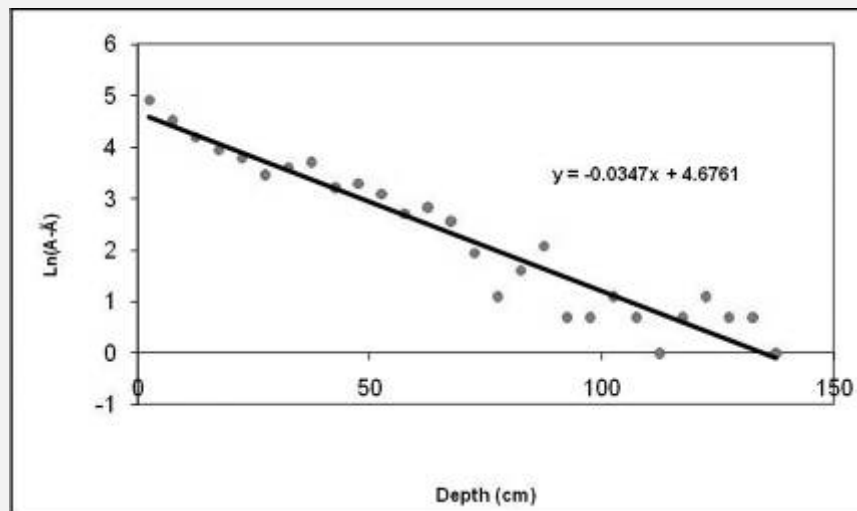
برای انجام محاسبات لازم جهت نرخ رسوب گذاری، نتایج اندازه گیری ^{210}Pb و ^{226}Ra در جدول شماره 3 مشاهده می شود. همانطور که در این جدول مشاهده می شود ستون ها به ترتیب شامل نمایش گرافیکی تغییرات داده ها (Error Bars) که عدم قطعیت در مقادیر اندازه گیری گزارش داده شده یا همان انحراف معیار است، عمق متوسط هر نمونه که میانگین هر 5 سانتی متر می باشد، لگاریتم نپیرین تفاضل میزان ^{226}Ra یا $(\text{supported } ^{210}\text{Pb})$ که با (A^{\wedge}) نشان داده شده است و مقدار کل ^{210}Pb که با (A) نشان داده شده و هر دو بر حسب بکرل بر کیلوگرم است، می باشند. تعیین نرخ رسوب گذاری بر اساس مدل CRS و با استفاده از اطلاعات جدول نرخ رسوب گذاری و سن یابی محاسبه گردیده است.

همانطور که در شکل 4 دیده می شود پرتوزایی ^{226}Ra با نیمه عمر 1600 سال در طی بازه زمانی 100 سال تقریباً ثابت بوده ولی از میزان پرتوزایی ^{210}Pb با نیمه عمر 22/3 سال به تدریج کاسته می شود. کاهش پرتوزایی ^{210}Po نیز (که در تبادل پرتوزایی با ^{210}Pb است) در شکل 5 مشاهده می شود. در این شکل لگاریتم نپیرین تفاضل میزان مقدار کل ^{210}Pb و $(\text{supported } ^{210}\text{Pb})$ که به ترتیب با A و A^{\wedge} نشان داده شده اند بر حسب عمق نمونه در مغزه رسم شده است.

جهت تعیین نرخ رسوب گذاری در هر برش از مغزه مقدار پرتوزایی کل ^{210}Pb از روش رادیوشیمیایی و آلفا اسپکترومتری بطور کمی بر حسب بکرل در کیلوگرم اندازه گیری می شود.

جدول 3- غلظت ^{210}Pb و ^{226}Ra در نمونه های تهیه شده از هر 5 سانتی متری مغزه

Total $^{210}\text{Pb}(A)$ Bq Kg ⁻¹	$^{226}\text{Ra}(\text{supported } ^{210}\text{Pb}, A^{\wedge})$ Bq Kg ⁻¹	$^{210}\text{Pb} (A-A^{\wedge})$ Bq Kg ⁻¹	Ln(A-A [^])	(depth,cm) X	Error Bars
159	23	136	4.912654886	2.5	14
115	23	92	4.521788577	7.5	11
89	23	66	4.189654742	12.5	8
75	23	52	3.954024632	17.5	6
67	23	44	3.783009106	22.5	6
55	23	32	3.465735903	27.5	5
60	23	37	3.610917913	32.5	6
64	23	41	3.710501918	37.5	6
48	23	25	3.218875825	42.5	5
50	23	27	3.295836866	47.5	5
45	23	22	3.091042453	52.5	4
38	23	15	2.708050201	57.5	3
40	23	17	2.833213344	62.5	4
36	23	13	2.564949357	67.5	3
30	23	7	1.945910149	72.5	3
26	23	3	1.098612289	77.5	2
28	23	5	1.609437912	82.5	2
31	23	8	2.079441542	87.5	3
25	23	2	0.693147181	92.5	2
25	23	2	0.693147181	97.5	2
26	23	3	1.098612289	102.5	2
25	23	2	0.693147181	107.5	2
24	23	1	0	112.5	2
25	23	2	0.693147181	117.5	2
26	23	3	1.098612289	122.5	2
25	23	2	0.693147181	127.5	2
25	23	2	0.693147181	132.5	2
24	23	1	0	137.5	2



شکل 5- خط کاهش پرتوزایی ^{210}Po در طول 140 سانتی متر مغزه

$$T_{age} = \ln(A_{210\text{Pb}_0} / A_{210\text{Pb}_h}) \times I / S$$

$$T_{age} = \ln\left(\frac{136}{1}\right) \times \frac{1}{0.0311} = 157.9(\text{year})$$

$$T_{age} = \text{سن رسوب (سال)}$$

$$S = \text{نرخ رسوب گذاری (cm/year)}$$

$$I = \text{ثابت واپاشی } ^{210}\text{Pb} = \frac{\ln 2}{22.3} = 0.0311$$

$\ln = \text{Neperian Logarithm}$

$h = \text{عمق رسوب (cm)}$

$A_{210\text{Pb}_0} = \text{پرتوزایی } ^{210}\text{Pb}$ اضافی در رسوب کف دریا

$A_{210\text{Pb}_h} = \text{پرتوزایی } ^{210}\text{Pb}$ اضافی در رسوب ارتفاع h

نتایج اندازه گیری ^{137}Cs در جدول 2 و هم چنین

شکل 6 نشان می دهد که بیشترین پرتوزایی ^{137}Cs در

عمق 20 تا 25 سانتیمتر بوده و غلظت آن Bq/Kg

39 ± 4 می باشد که اگر این مقدار را به سال حادثه

هسته ای راکتور چرنوبیل یعنی سال 1986 نسبت دهیم،

با در نظر گرفتن فاصله زمانی سال نمونه برداری

مقدار ^{226}Ra که از طریق اسپکترومتری گاما

تعیین شده است همان (^{210}Pb supported) است

و از ^{210}Pb کل کسر شد تا پرتوزایی

(^{210}Pb unsupported) بدست آید و پس از

ترسیم منحنی مقدار پرتوزایی (^{210}Pb unsupported)

نسبت به عمق رسوب بر اساس مدل

CRS (Constant Rate of Supply) نرخ

رسوب گذاری و سن یابی آن محاسبه گردید.

$$S = \frac{I \times h}{\ln(A_{210\text{Pb}_0} / A_{210\text{Pb}_h})}$$

نرخ رسوب گذاری محاسبه شده بر اساس

اندازه گیری ^{210}Pb :

$$S = \frac{0.0311 \times 140}{\ln\left(\frac{136}{1}\right)} = 0.8862(\text{cm / year})$$

نمی‌تواند موجب کاهش عمق در دریای خزر بصورت جدی شود. بنابراین کیفیت آب در دریای خزر نیز تحت تاثیر کاهش عمق قرار نخواهد گرفت.

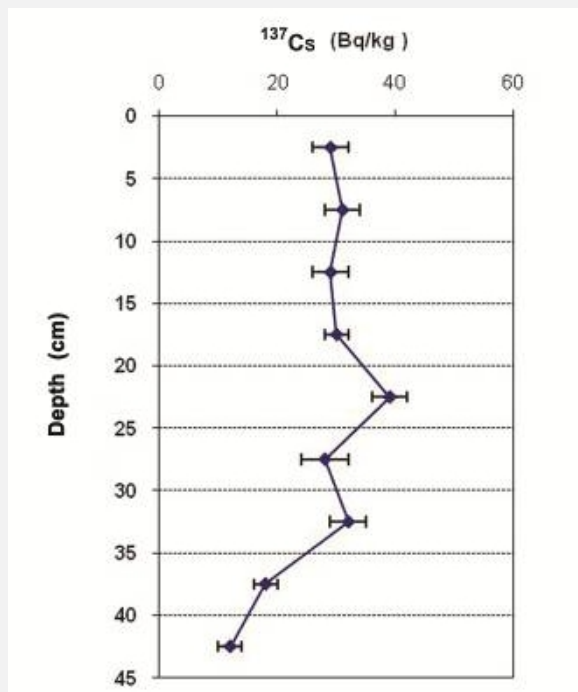
جهت کنترل کیفی اندازه گیری‌ها از نمونه‌های خاک و رسوب مرجع مربوط به آژانس بین‌المللی انرژی اتمی قسمت کنترل کیفی (IAEA-AQCS) استفاده گردیده است. بدین منظور خاک و رسوب شماره‌های IAEA-314، IAEA-367 و IAEA-300 مورد آنالیز قرار گرفته و نتایج بدست آمده با مقدار گزارش شده توسط آژانس مقایسه گردید که نتایج در جدول 4 درج گردیده است. نتایج نشان می‌دهد که روش‌های اتخاذ شده جهت تعیین غلظت ^{137}Cs ، ^{210}Po و ^{226}Ra از کیفیت مطلوب برخوردار و در حد استاندارد می‌باشند.

(Sep., 2008) و این حادثه (Apr., 1986) و از طرف دیگر در نظر گرفتن وسط طول برش (فاصله بین 20 تا 25 سانتی‌متری) نتیجه خواهیم گرفت که:

نرخ رسوب گذاری محاسبه شده براساس اندازه گیری ^{137}Cs

$$S = 22 \div 23 = 0.956 \text{ cm / year}$$

لذا مشاهده شده که تعیین نرخ رسوب گذاری از طریق اندازه گیری ^{210}Pb (0.8862 cm/year) و ^{137}Cs (0.956 cm/year) همدیگر را تایید می‌کنند. با توجه به این نکته که رسوبات انباشت شده در مناطق کم عمق و شیب بستر نهایتاً ریزش نموده و به بخش‌های عمیق تر هدایت می‌شوند، نرخ رسوب گذاری بدست آمده (حدود یک سانت در سال)



شکل 6- غلظت ^{137}Cs در برش‌های مختلف مغزه

جدول 4- مقایسه غلظت رادیونوکلئیدهای اندازه گیری شده با مقدار گزارش شده توسط IAEA

Reference Material	Type	Nuclide	Reported 95% CL. (Bq Kg-1)	Measured (Bq Kg-1)
IAEA-314	Stream Sediment	^{226}Ra	687-787	738
IAEA-367	Pacific ocean sediment	^{137}Cs	190-201	199
IAEA-300	Baltic sea sediment	^{210}Pb	339-395	353

حاوی مقدار زیادی ایزوتوپ ^{12}C می باشد و نسبت $^{13}C/^{12}C$ را کاهش می دهد. در این زمان تبخیر بیشتر بوده و لذا ایزوتوپ سبکتر اکسیژن ^{16}O بیشتر وارد هوا شده و بنا براین تعداد این ایزوتوپ در رسوب کاهش یافته و در عوض ایزوتوپ سنگین تر اکسیژن ^{18}O در محیط مانده و بنابراین نسبت O^{18}/O^{16} افزایش یافته است.

غنی بودن نسبی ایزوتوپ کربن سنگین ^{13}C نشان می دهد که مواد گیاهی بشدت تحت تاثیر فعالیت باکتری ها قرار گرفته اند (Einsle, 2000). ضمناً نمونه شماره 42 (جدول 1 و شکل 7) که از همه دگرسان تر (Heavy altered) است (کمترین میزان ایزوتوپ کربن PDB $4 \text{ ‰} -5.58$) و میزان مقادیر سبکتری از ایزوتوپ اکسیژن را داراست که می تواند در اثر اکسیداسیون مواد آلی و افزایش دما باشد.

همان طور که ذکر شد برای تعیین دمای محیط دیاژنتیکی (diagenetic temperature) کرناتها باید از سبکترین ایزوتوپ اکسیژن استفاده نمود. برای محاسبه دقیق دما در این تحقیق از معادله اندرسون و آرتور (1983) به شرح زیر استفاده می شود:

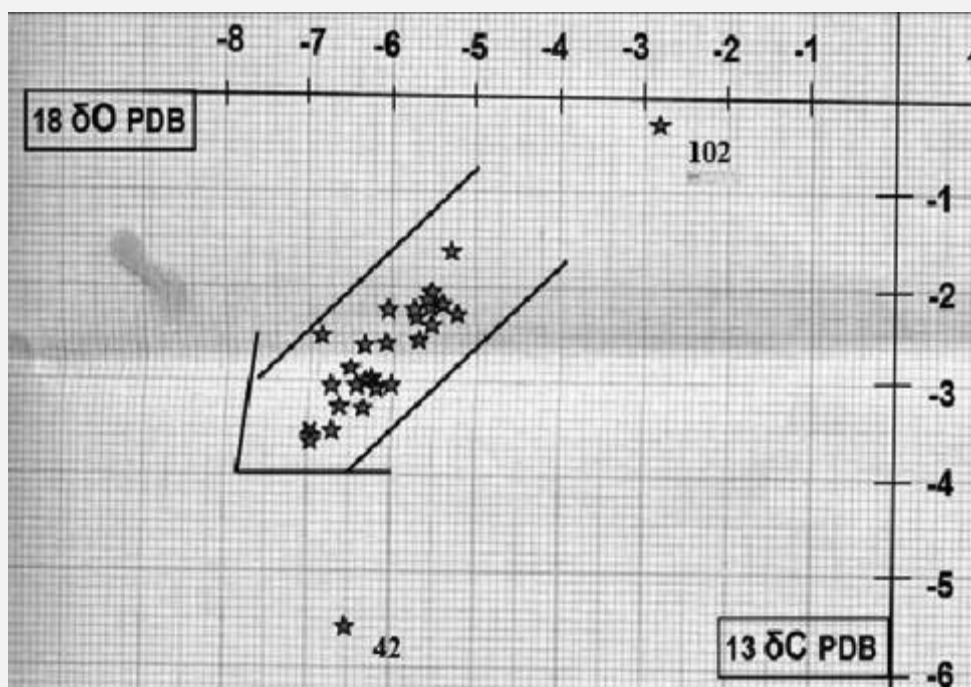
$$T^{\circ}C = 16 - 4.14 (\delta_C - \delta_W) + 0.13 (\delta_C - \delta_W)^2$$

T: دما بر حسب درجه سانتی گراد،

δC : مقدار ایزوتوپ اکسیژن 18 محاسبه شده در کلسیت بر حسب PDB توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی
 δW : مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW

بدین ترتیب میزان نرخ رسوب گذاری 0/9 cm/year تعیین گردیده است و لذا نمونه رسوب شماره 102 (جدول 1) که سبکترین ایزوتوپ اکسیژن را داراست و همان طور که بعداً توضیح خواهیم داد در محاسبات تعیین دما میتواند دمای واقعی یا (Original Value) را نشان دهد، مربوط به سال 1906 یا 102 سال پیش است.

جهت تعیین نوع دیاژنز رسوبات میزان ایزوتوپ اکسیژن و کربن در مقابل هم رسم گردید. همان طور که در شکل شماره 7 مشاهده می شود، روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن نشان دهنده یک دیاژنز تدفینی بسیار کم عمق می باشد. دلیل انتخاب دیاژنز تدفینی بسیار کم عمق به واسطه تغییرات بیشتر ایزوتوپ اکسیژن (به دلیل افزایش دما) نسبت به ایزوتوپ کربن می باشد، در صورتی که در دیاژنز متائوریکی تغییرات ایزوتوپ کربن به دلیل فراوانی مواد آلی در خاک در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب به مراتب بیشتر از ایزوتوپ اکسیژن است. سبک بودن مقادیر ایزوتوپ اکسیژن به دلیل دگرسانی بیشتر در یک سیستم باز و نسبت تبادل آب به سنگ (Water/rock interaction) بالا بوده است. نمونه شماره 42 (جدول 1 و شکل 7) می تواند بیشترین مواد آلی را داشته باشد، چون اکسیداسیون مواد آلی باعث سبک تر شدن ایزوتوپ کربن می شود و همان طور که مشخص است مواد آلی



شکل 7- بررسی روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن

و کربن نشان دهنده حداقل دگرسانی است. این بدان مفهوم است که هرچه ایزوتوپ اکسیژن و کربن سنگین تر باشد نشان دهنده تغییرات اندک دگرسانی است، بنابراین می‌تواند دمای واقعی (Original value) را نشان دهد. با توجه به نتایج تعیین سن از طریق اندازه‌گیری ^{210}Pb و ^{137}Cs میزان رسوب گذاری حدود یک سانتی متر در سال تعیین گردید، لذا این نمونه که جهت تعیین دما مورد بررسی قرار گرفته است و مربوط به 102 سانتی متری مغزه می‌باشد، سن 102 سال را دارد و بنابراین در زمان رسوب گذاری در 102 سال پیش، دمای آب دریا در منطقه مورد مطالعه در دریای خزر با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌ای که کم‌ترین دگرسانی را نشان می‌دهد، حدود 21°C بوده است.

برطبق بررسی‌های به عمل آمده بر روی میزان δw آب در نواحی شمالی، میانی و جنوبی دریای خزر (Ferronsky *et al.*, 1995) و میزان شوری آب منطقه مورد مطالعه، در ناحیه جنوبی دریای خزر به صورت زیر می‌باشد:

$$\delta\text{w South Caspian Sea Water} = 1.78\text{‰}$$

همان‌طور که گفته شد، برای تعیین دمای محیط دیاژنتیکی (diagenetic temperature) کربنات‌ها از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن استفاده شده و لذا برای محاسبه دما از نمونه شماره 102 (جدول 1) استفاده شده است که آلوده نشده و یا نمونه‌ای است که کم‌ترین میزان آلتراسیون (Least altered) را تحمل کرده، معمولاً کم‌ترین تغییرات در ایزوتوپ اکسیژن

Aghanabati, S.A. (2006). Geology of Iran. Tehran: Geological Survey of Iran.

Allen, J.R.L., J.E. Ray, G. Longworth, S.E. Hasler and M. Ivanovich (1993). A comparison of the ^{210}Pb dating technique with three other independent dating methods in an oxic estuarine salt-marsh sequence. *Estuar*, 16:670-677.

Anderson, T.F. and M.A. Arthur (1983). Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems: in *Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short Course 10:1.1-1.151*.

Amiri, M. (2002). Origin of clay and silt colloids in the water spreading station of Kabudarahang (Tasarn) by the use of rare earth elements, National Conference on Land Management – Soil Erosion and Sustainable Development, Arak.

Amirnejad, R. (2005). An investigation on past and present pollutants through core sediment analysis along Caspian Sea coastal area (case study: Gorgan Bay), Ph.D. Thesis, Science and Research Branch, Islamic Azad University.

Armentano, T.V. and G.M. Woodwell (1975). Sedimentation rates in a Long Island marsh determined by ^{210}Pb dating. *Limnol. Oceanogr*, 20: 452-456.

Bonniwell, E.C. (2001). Evaluation soil erosion and sediment transport with radionuclides. Ph.D. Thesis, Case Western Reserve University, Cleveland, OH.

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation, *Tellus*. 16: 436-468.

DeLaune, R.D., W.H. Patrick and R.J. Buresh (1978). Sedimentation rates determined by

با توجه به اندازه گیری دما در طی بازه زمان نمونه برداری، که دمای آب را 21°C نشان داده است، مشخص شد که تغییرات دمایی خاصی در حدود 100 سال پیش نسبت به عهد حاضر مشاهده نمی شود. این موضوع در تایید بررسی های انجام شده در حوضه آبخیز حاشیه خلیج گرگان که توسط بررسی گرده های گیاهی موجود در رسوبات انجام شده است می باشد. این بررسی ها نیز نشان دهنده عدم وجود تفاوت معنی داری با گرده های فعلی می باشد و اقلیم قابل پیش بینی اقلیم معتدله رو به گرم، یعنی اقلیم فعلی موجود می باشد (Amirnejad, 2005).

تشکر و قدردانی:

این تحقیق، با حمایت مالی سازمان حفاظت محیط زیست و همچنین پشتیبانی مالی و همکاری موسسه ملی اقیانوس شناسی انجام شده است، لذا بدین وسیله از مسئولین محترم این دو ارگان کمال تشکر و قدردانی را داریم.

پی نوشت ها

- 1- Standard Mean Oceanic Water
- 2- Trillion Becquerel
- 3- International Atomic Energy Agency
- 4- Pee Dee Belemnite

منابع

Adabi, M.H. (2005). *Sedimentary Geochemistry*. Tehran: Aryean Zamin publisher.

Adabi, M.H. (1996). *Sedimentology and geochemistry of Upper Jurassic (Iran) and Precambrian (Tasmania) carbonates*. Unpubl. Ph.D. Thesis, Uni. Tasmanian, Australia.

- through time: Trans. Roy. Soc. Edinberg, Earth Sci, 80:183-192.
- John, R. (1992). Monitoring radionuclide and suspended – sediment transport in the Little Colorado River Basin, Arizona and New Mexico, USA. International Association of Hydrological Sciences Pub.No.210:165-174.
- National Geographical Organization (1972). Study of the paleogeomorphology and paleoclimate of Iranian playas, Kerensly, D. Tehran: National Geographical Organization.
- Kerensly, D. (1972). Study of the paleogeomorphology and paleoclimate of Iranian playas, National Geographical Organization. V.2
- Koide, M., K.W. Bruland and E.D Goldberg (1973). $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ and ^{210}Pb geochronologies in marine and lake sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 37:1171–1187.
- Kotarba, A., E. Lokas and P. Wachniew (2002). ^{210}Pb dating of young Holocene sediments in high-mountains lakes of the Tatra Mountains, Geochronometria: Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology; ISSN 1733-8387. 21:73-77.
- Lamas, F., C.Irigaray, C. Oteo and J. Chacón (2005). Selection of the most appropriate method to determine the carbonate content for engineering purposes with particular regard to marls, Eng. Geol. 81:32– 41.
- Marshall, J.D. (1992). Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation: Geol. Mag., 129:143-160.
- Mesbah, S.H. (1996). Study of erosion and deposition of Bardkol watershed using ^{137}Cs and EPM. MSc. Thesis, Tehran University, Faculty of Natural Resources.
- Morse, J.W. and F.T. Mackenzie (1990). ^{137}Cs dating in a rapidly accreting salt marsh. Nat. 275:532–533.
- Edgington, D.N., J.V. Klump, J.A. Robbins, Y.S. Kusner, V.D. Pampura and I.V. Sandimirov (1991). Sedimentation rates, residence times and radionuclide inventories in Lake Baikal from ^{137}Cs and ^{210}Pb in sediment cores. Nat. 350:601-604.
- Elberling, B., G. Asmund, H. Kunzendorf and E.J. Krogstad (2002). Geochemical trends in metal-contaminated fiord sediments near a former lead–zinc mine in West Greenland. Appl. Geochem. 17(4):493–502. doi:10.1016/S0883- 2927(01)00119-6.
- Emiliani, C. (1954). Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratio: Am. Jour. Sci. 252: 149-158.
- Epstein, S., R. Buchsbaum, H.A. Lowenstam and H.C. Urey (1953). Revised carbonate water isotopic temperature scale: Geol. Soc. Am. Bull., 64:1315-1326.
- Ferronsky, V.I., V.S. Brezgunov, V.V. Romanov and L.S. Vlasova (1995). Isotope studies of Caspian Sea level rise implications. UNESCO_IHP-IOC-IAEA workshop on Sea Level Rise and Multidisciplinary studies of environmental processes in the Caspian Sea region, Intergovernmental oceanographic commission workshop. Report No.108-Supplement, UNESCO, Paris. IOC Workshop. 28-40.
- Gadimi, F. (2000). The origin of Tafresh marls. Journal of Pajohesh and Sazandegi, 44: 30-35.
- Goldberg, E.D. (1963). Geochronology with ^{210}Pb . In: Radioactive Dating. International Atomic Energy Agency. Vienna, 121-131.
- Hudson, J.D. and T.F. Anderson (1989). Ocean temperature and isotopic compositions

source of suspended sediment in river basins:
A case study of the River Culm, Devon, UK.
Marine and Freshwater Research 46(1): 327-
336.



- Geochemistry of Sedimentary Carbonates:
New York: Elsevier.
- Nittrouer, C.A., R.W. Sternberg, R. Carpenter and
J.T. Bennett (1979). The use of ^{210}Pb
geochronology as a sedimentological tool:
application to the Washington continental
shelf. *Mar. Geol.* 31:297–316.
- Oldfield, F. and R.L. Clark (1990). Lake
sediment-based studies of soil erosion , soil
Erosion on Agricultural Land. Chichester:
John wiley and Sons Ltd.
- Panayotou, K. (2004). Geomorphology of the
Minnamurra River estuary, southeastern
Australia: evolution and management of a
barrier estuary, Ph.D. thesis, School of
Geosciences, University of Wollongong.
- Rao, C.P. (1996). Modern Carbonates, tropical,
temperate, polar: introduction to
sedimentology and geochemistry : Arts of
Tasmanian, 206 p.
- Saxena, D.P., P. Joos, R.Van Grieken and V.
Subramanian (2002). Sedimentation rate of
the floodplain sediments of the Yamuna river
basin (tributary of the river Ganges, India) by
using ^{210}Pb and ^{137}Cs techniques. *Radioanal
and nucl chem.*, 251(3):399-408.
- Spicer, R.A. and R.M. Corfield (1992). A review
of terrestrial and marine climates in the
Cretaceous with implications for modeling
the Greenhouse Earth: *Geol. Mag.* 129:169-
180.
- Sharma, P., L.R. Gardner, W.S. Moore and M.S.
Bollinger (1987). Sedimentation and
bioturbation in a salt marsh as revealed by ^{210}Pb ,
 ^{137}Cs , and ^7Be studies. *Limnol.
Oceanogr.* 32: 313– 326.
- Urey, H.C. (1947). The thermodynamic properties
of isotopic substance: *J. Chem.Soc.* 562-581.
- Walling, D.E. and J.C. Woodward (1995). Tracing

