

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE FÍSICA



TRABAJO DE GRADUACIÓN

“Fechado de sedimentos marinos para determinar tasas de sedimentación en el Golfo de Fonseca, La Unión, El Salvador”

PRESENTADO POR:
MAIRA ISABEL FLORES VANEGAS

PARA OPTAR AL GRADO DE:
LICENCIADA EN FÍSICA

CIUDAD UNIVERSITARIA, SAN SALVADOR, ENERO DE 2014

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE FÍSICA



TRABAJO DE GRADUACIÓN

“Fechado de sedimentos marinos para determinar tasas de sedimentación en el Golfo de Fonseca, La Unión, El Salvador”

PRESENTADO POR:

MAIRA ISABEL FLORES VANEGAS

PARA OPTAR AL GRADO DE:

LICENCIADA EN FÍSICA

DOCENTE ASESOR:

Lic. OSCAR ARMANDO AMAYA MONTERROSA

CIUDAD UNIVERSITARIA, SAN SALVADOR, ENERO DE 2014

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE FÍSICA



TRABAJO DE GRADUACIÓN
“Fechado de sedimentos marinos para determinar tasas de sedimentación en el Golfo de Fonseca, La Unión, El Salvador”

PRESENTADO POR:
MAIRA ISABEL FLORES VANEGAS

DOCENTE ASESOR: **Lic. OSCAR ARMANDO AMAYA MONTERROSA**

CIUDAD UNIVERSITARIA, SAN SALVADOR, ENERO DE 2014

AUTORIDADES UNIVERSITARIAS

RECTOR:

Ing. MARIO ROBERTO NIETO LOVO

SECRETARIA GENERAL:

Dra. ANA LETICIA ZAVALA DE AMAYA

FISCAL

Lic. FRANCISCO CRUZ LETONA

AUTORIDADES FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA

DECANO

M.Sc. MARTÍN ENRIQUE GUERRA CÁCERES

SECRETARIO

Lic. CARLOS ANTONIO QUINTANILLA APARICIO

DIRECTOR DE LA ESCUELA DE FÍSICA:

Lic. VICTOR LAUREANO CORTEZ LARA

Quiero dedicar esta tesis a Dios y a mis padres.

*Señor, Gracias porque en todo momento me has acompañado y ayudado.
Y a mis padres, por darme la confianza y el espacio para creer en mis decisiones.*

Maira Isabel Flores

AGRADECIMIENTOS

Gracias a Dios, que ha permitido la realización de éste trabajo y me ha permitido llegar hasta aquí, enseñándome a depender de Él en todo momento.

A mis padres, Silvia Vanegas de Flores y Miguel Ángel Velado Flores, que siempre me han dado su apoyo incondicional y a quienes debo este triunfo profesional, por todo su trabajo y dedicación para darme una formación académica. Así como también a mi hermano Walter Alexander Flores Vanegas quien me ha apoyado en todo el transcurso de mi carrera.

Al Lic. Oscar Armando Amaya por asesorar este trabajo de graduación, por la orientación y apoyo en la realización de esta investigación, y a todos los que integran el Laboratorio de Toxinas Marinas, que me permitieron llevar a cabo este trabajo de tesis en sus instalaciones, por la disponibilidad, tiempo y equipo para el desarrollo de la investigación. Así como también a las personas que me colaboraron para los muestreos.

A todos mis amigos, amigas y todas aquellas personas que han sido importantes para mí durante todo este tiempo, quienes muchas veces me dieron ánimos de seguir para la culminación de este trabajo.

INDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	iii
ÍNDICE DE TABLAS	v
ÍNDICE DE ANEXOS.....	vi
RESUMEN	vii
INTRODUCCIÓN	1
Capítulo 1 FUNDAMENTO TEÓRICO.....	3
1.1 CLASIFICACIÓN DE LOS SEDIMENTOS	3
1.1.1 Por su origen.....	3
1.1.2 Según el tamaño.	4
1.2 TÉCNICA DE FECHADO POR ²¹⁰ Pb.....	6
1.2.1 Datación radiométrica.....	6
1.2.2 Principios para fechar sedimentos con ²¹⁰ Pb.....	7
1.2.3 Modelos de fechado por ²¹⁰ Pb.....	11
1.3 TEORÍA DEL DECAIMIENTO ALFA (α)	15
1.3.1 Propiedades generales del decaimiento α	15
1.3.2 Regla de Geiger Nuttal.....	16
1.3.3 Modelo de Gamow del decaimiento α	16
Capítulo 2 METODOLOGÍA.....	19
2.1 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	19
2.2 RECOLECCIÓN DE LAS MUESTRAS	21
2.3 TRATAMIENTO DE LAS MUESTRAS	22
2.3.1 Cálculo del porcentaje de humedad.....	22
2.3.2 Cálculo de Pérdidas Por Ignición (PPI)	22
2.3.3 Determinación del Tamaño de Grano de los Sedimentos.....	23
2.3.4 Análisis Cronológico	23
2.3.5 Selección del modelo	24
2.3.6 Cálculo de incertidumbres	24
Capítulo 3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	27
3.1. FACTORES SEDIMENTOLÓGICOS Y GEOQUÍMICOS.....	27
3.1.1. Contenido de materia orgánica.....	27

3.1.2.	Granulometría.....	28
3.2.	Actividad de ^{210}Pb	29
3.2.1.	^{210}Pb total.....	29
3.2.2.	^{210}Pb soportado ($^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$).....	29
3.2.3.	^{210}Pb en exceso ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$).....	30
3.2.4.	Fechaado con ^{210}Pb	31
3.2.5.	Tasas de Acumulación y Sedimentación.....	33
Capítulo 4	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	38
4.1	CONCLUSIONES.....	38
4.2	RECOMENDACIONES.....	39
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	40
	ANEXOS.....	48

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Clasificación de suelos según normas ASTM.....	5
Figura 1.2. Esquema de la serie de decaimiento del ^{238}U	7
Figura 1.3. Esquema simplificado del decaimiento radiactivo del ^{238}U que muestra la acumulación en sedimentos subacuáticos de ^{210}Pb exceso (no soportado) transportado por vía atmosférica y de ^{210}Pb formado in situ (soportado), así como las explosiones y accidentes nucleares como fuente de ^{137}Cs hacia los sedimentos.....	8
Figura 1.4. Distribución idealizada del ^{210}Pb en sedimentos subacuáticos, de donde se calcula la edad a diferentes profundidades ($t=\ln(A_0/A_x)/\lambda$) utilizando la constante de decaimiento radiactivo para el ^{210}Pb ($\lambda=0.03114$), la actividad inicial (A_0 en superficie) y la actividad a diferentes profundidades (A_x).....	10
Figura 1.5. Potencial del modelo de Gamow.....	17
Figura 2.1. Ubicación de la zona de muestreo en La Unión.....	19
Figura 2.2. Ubicación geográfica de los puntos de muestreo en El Golfo de Fonseca La Unión, GF04 se localizó a $17^\circ 11' 28.68''$ N y $87^\circ 52' 09.0''$ O y GF09 a $13^\circ 12' 06.0''$ N y $87^\circ 50' 27.7''$ O.....	20
Figura 2.3. Nucleador de gravedad tipo Uwitec, utilizado para la extracción de los núcleos sedimentarios.....	21
Figura 3.1. Perfiles de pérdidas por ignición (%) a) núcleo GF04 y b) núcleo GF09 del Golfo de Fonseca.....	27
Figura 3.2. Perfiles del tamaño de partícula para el núcleo sedimentario del Golfo de Fonseca GF04.....	28
Figura 3.3. Perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ contra la profundidad del núcleo sedimentario GF04 del Golfo de Fonseca.....	29
Figura 3.4. Perfiles de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ y $\ln ^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ contra la profundidad y contra la masa acumulada del núcleo sedimentario GF04.....	31
Figura 3.5. Fechado calculado de acuerdo al modelo CFCS para el núcleo sedimentario GF04 del golfo de Fonseca.....	32
Figura 3.6. Muestra la edad de cada capa para el núcleo del golfo de Fonseca.....	32

Figura 3.7. Perfiles de a) las tasas de acumulación y b) tasas de sedimentación contra la profundidad.....	35
Figura 3.8. Perfiles de la a) tasa de sedimentación y b) tasa de acumulación contra la edad de cada capa.....	36

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Clasificación de suelos (normas ASTM).....	5
Tabla 2.1. Clasificación de los sedimentos en base al tamaño de grano.....	23
Tabla 3.1. Clasificación del tipo de partícula y el porcentaje de variación encontrado para el núcleo GF04.....	28
Tabla 3.2. Valores máximos de ^{210}Pb (Bq kg ⁻¹) en diversos sistemas costeros.....	30
Tabla 3.3. Intervalos de valores de tasas de sedimentación (cm año ⁻¹) y acumulación (g cm ⁻² año ⁻¹) en diversos sistemas acuáticos en el mundo.....	34

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1. VALORES DE HUMEDAD (%) PARA EL NÚCLEO GF04.....	48
ANEXO 2. VALORES DE HUMEDAD (%) PARA EL NÚCLEO GF09.....	49
ANEXO 3. VALORES DE PPI (%) (PERDIDAS POR IGNICIÓN) PARA EL NÚCLEO GF04.....	50
ANEXO 4. VALORES DE PPI (%) (PERDIDAS POR IGNICIÓN) PARA EL NÚCLEO GF09.....	51
ANEXO 5. CLASIFICACIÓN DEL SEDIMENTO (%) POR TAMAÑO DE GRANO PARA EL NÚCLEO GF04.....	52
ANEXO 6. CONCENTRACIONES DE $^{210}\text{Pb}_{\text{TOT}}$ Y $^{210}\text{Pb}_{\text{EX}}$ (BQ KG^{-1}) PARA EL NÚCLEO GF04.	53
ANEXO 7. FOTOGRAFÍAS DEL MUESTREO EN EL GOLFO DE FONSECA	55
ANEXO 8. FOTOGRAFÍAS DEL PROCESAMIENTO DE LAS MUESTRAS EN EL LABORATORIO	56
ANEXO 9. EDADES DE CADA CAPA, TASAS DE ACUMULACIÓN MÁSCA R(I), TASAS DE SEDIMENTACIÓN S(I) CON SUS RESPECTIVO ERROR.....	57

RESUMEN

En este informe se presenta el resultado de la reconstrucción histórica de un núcleo sedimentario para los últimos 150 años aproximadamente, recolectado en el Golfo de Fonseca y se estimaron las tasas de sedimentación mediante el uso del método de fechado con ^{210}Pb .

Los sedimentos en el núcleo GF04 fueron principalmente arena fina, la cual fluctuó entre 31.49 y 67.87%; el contenido arena media fluctuó entre 0.93 a 32.57%; mientras que arenas muy finas variaron entre 14.50 a 35.04% y limos y arcillas 0.03 a 51.05%.

Durante el período estudiado, las tasas de acumulación y sedimentación en el núcleo GF04 variaron entre 0.03 a 0.40 $\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$, y 0.03 a 0.57 cm año^{-1} respectivamente, determinadas por el modelo de CRS (tasa de suministro constante, por sus siglas en inglés), mientras que por el modelo CFCS (flujo constante/sedimentación constante, por sus siglas en inglés) se determinó una tasa de acumulación promedio de $0.324 \pm 0.023 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y una tasa de sedimentación promedio de $0.351 \pm 0.027 \text{ cm año}^{-1}$.

En el núcleo extraído del Golfo de Fonseca las tasas de sedimentación mostraron tendencias crecientes en los años 2004 al 2012, mostrando máximos en los años 2004 y 2006 coincidiendo así con la construcción del puerto de La Unión Centroamericana, el cual fue construido entre los años 2005-2008, y también en el año 2005 se tuvo un evento meteorológico importante como lo fue el huracán Stan el cual generó inundaciones en todo El Salvador y principalmente en la zona costera del país y tendencias decrecientes en años anteriores.

INTRODUCCIÓN

Los sedimentos formados en los sistemas acuáticos han sido y son en la actualidad, una fuente de estudio intenso ya que en ellos se encuentra información de cambios ambientales, climáticos etc. En esta investigación se determinó las tasas de sedimentación en un núcleo sedimentario del Golfo de Fonseca, departamento de la Unión, a partir del fechado de sedimentos ya que esto permite obtener una vista histórica de la evolución que estos sistemas naturales han sufrido en los últimos 150 años aproximadamente, al preservar en las diferentes capas que lo forman, una gran cantidad de información sobre los fenómenos naturales y antropogénicos que han ocurrido en ellos [1]; determinados a partir de las edades de las capas, las tasas de sedimentación que reflejan los cambios importantes en la zona de estudio y es por eso que se extrajeron dos núcleos sedimentarios del Golfo, para esto se utilizó un nucleador tipo Uwitec; a los cuales se les realizó un análisis preliminar para ver si eran candidatos a ser fechados y se encontró que uno de ellos si cumplía realizándole a este el fechado mediante el método por ^{210}Pb que se fundamenta en la determinación de la actividad del ^{210}Pb atmosférico ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) presente en los sedimentos marinos y lacustres. La evaluación del decaimiento del $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ con la profundidad de la columna sedimentaria permite, en determinadas condiciones, estimar la fecha de formación de los sedimentos, que se convierten en archivos naturales de las condiciones ambientales de la zona de estudio [2,4].

El estudio de tasas de sedimentación y fechado de sedimentos se realiza desde hace años usando isótopos radiactivos naturales y artificiales presentes en el ambiente [1]. La reconstrucción de los cambios del medio ambiente y el clima sobre los últimos años es esencial para entender el impacto de los procesos naturales tales como los eventos meteorológicos que ha sufrido el país durante los últimos años y actividades humanas sobre el ecosistema marino, tal como la construcción del puerto de La Unión que ha contribuido al incremento de las tasas de sedimentación.

El Salvador ha ido industrializándose durante las últimas décadas, mucha de esa industrialización ha ocurrido en las áreas costeras. El Golfo de Fonseca en el departamento de La Unión, es reconocido como uno de los sitios contaminados principalmente por el

desarrollo de la industria y la agricultura con el uso inadecuado de pesticidas y en general el mal uso de los suelos etc. [23].

Los resultados de la investigación muestran que las tasas de acumulación y sedimentación en el núcleo sedimentario del Golfo de Fonseca variaron entre 0.03 a 0.40 g cm⁻² año⁻¹, y 0.03 a 0.57 cm año⁻¹ respectivamente, determinadas por el modelo de CRS (tasa de suministro constante, por sus siglas en inglés), mientras que por el modelo CFCS (flujo constante/sedimentación constante, por sus siglas en inglés) se determinó una tasa de acumulación promedio de 0.324 ± 0.023 g cm⁻² año⁻¹ y una tasa de sedimentación promedio de 0.351 ± 0.027 cm año⁻¹. Mostrando así tendencias crecientes en los años 2004 al 2012, mostrando máximos en los años 2004 y 2006, coincidiendo con eventos meteorológicos importantes, así como también la construcción del puerto de La Unión, manifestando así la influencia de estos eventos al incremento de las tasas de sedimentación y acumulación.

Capítulo 1 FUNDAMENTO TEÓRICO

1.1 CLASIFICACIÓN DE LOS SEDIMENTOS

Los sedimentos son partículas orgánicas e inorgánicas no consolidadas que se acumulan en el fondo del océano u otros estuarios [3], forman diferentes capas llamadas estratos, que se colocan de diversas formas, generalmente paralelos, de acuerdo con el tipo de sedimento y las características del ambiente en donde está ocurriendo el proceso [5,15]. Los sedimentos marinos son considerados como el reservorio último de una gran cantidad de sustancias y elementos eliminados en cuerpos de aguas costeras, como compuestos clorados y metales pesados. Los sedimentos son un ambiente dinámico, ya que en ellos ocurren cambios físicos y químicos [6], donde la sedimentación siempre tiene lugar cuando disminuye la energía de los agentes de transporte, por ejemplo la desembocadura de un río al mar y de su estudio se puede conocer los medios de transporte y erosión que han sufrido los materiales, su procedencia y qué medio existía cuando se depositaron [7].

Los sedimentos se clasifican:

1.1.1 Por su origen

Está basada en el origen de sus partículas. Las cuatro fuentes básicas del origen de los sedimentos son:

- **Sedimentos litogénicos**

Estos son originados en tierra. El material es transportado hasta el fondo oceánico por una variedad de procesos: como flujos gravitatorios (corrientes de turbidez), el viento, actividad volcánica y hielos flotantes desde las latitudes altas. [8]

- **Sedimentos hidrogénicos**

La mayor parte de los depósitos hidrogénicos se forman de la precipitación lenta de minerales desde el agua de mar. Los orígenes de los iones son diversos, incluyendo la actividad hidrotermal y los materiales producidos biogénicamente. [8]

- **Sedimentos biogénicos**

Están formados principalmente de los remanentes de organismos marinos. Sólo un pequeño número de grupos producen partes duras capaces de contribuir a los sedimentos y

un número menor produce especímenes en cantidades suficientemente grandes para formar sedimentos.

En la plataforma continental, los sedimentos calcáreos están formados por la acumulación de los esqueletos de megafósiles: Corales y algas calcáreas, moluscos y briozoos.

La composición química de las partículas producidas orgánicamente en el sedimento marino será normalmente de carbonato de calcio (CaCO_3 , fango calcáreo) o de sílice (SiO_2 , fango silíceo) compuestos fundamentalmente de esqueletos opalinos de diatomeas (algas unicelulares) y radiolarios (animales unicelulares). [8]

- **Sedimentos cosmogénicos:**

Partículas que se originan en el espacio, se presentan en los sedimentos marinos, ya sea como bolitas de níquel-hierro que son magnéticas o bien como gránulos redondeados de silicatos. Estudios recientes indican que se forman en el anillo de asteroides como chispas resultantes cuando los asteroides colisionan y no como fragmentos remanentes de meteoritos como se había pensado [8]

1.1.2 Según el tamaño.

Los sedimentos se clasifican según el tamaño (diámetro) de los fragmentos o granos individuales [16]. Existen muchos sistemas de clasificación en uso. El método utilizado en estudios sedimentológicos se presenta en Figura 1.1. La American Society of Testing Material (ASTM) define los sedimentos tomando como base la distribución de tamaños mostrada en la Tabla 1.1. El análisis de la muestra se realiza utilizando un sistema de tamices, de tamaño decreciente, colocando una muestra representativa de suelo. Luego de agitar la muestra siguiendo un procedimiento estandarizado se determina la distribución porcentual de material retenido en cada tamiz [9].

En general, algunas de las propiedades de los sedimentos que se suelen tomar en consideración, para diferenciar unos sedimentos marinos de otros y poder determinar la relación entre el sedimento y los factores del ambiente son: el color, el tamaño de las partículas, la forma de las partículas, la permeabilidad, el contenido de materia orgánica, la acidez, el contenido de cloruro de sodio, la reflectividad acústica, entre las más importantes.

Tabla 1.1: Clasificación de suelos (normas ASTM)

Diámetro	Denominación	Malla N°	Abertura (mm)
2-1 mm	Arena muy gruesa	10	2
1-0,5 mm	Arena gruesa	18	1
0,5-0,25 mm	Arena mediana	35	0,5
0,25-0,125 mm	Arena fina	60	0,25
0,125-0,062 mm	Arena muy fina	120	0,125
62-31 μm	limo grueso	230	0,0625
31-16 μm	limo medio	-----	-----
18-8 μm	limo fino	-----	-----
8-4 μm	Limo muy fino	-----	-----
4-2 μm	Arcilla gruesa	-----	-----
2-1 μm	Arcilla media	-----	-----
1-0,5 μm	Arcilla fina	-----	-----
0,2-0,25 μm	Arcilla muy fina	-----	-----

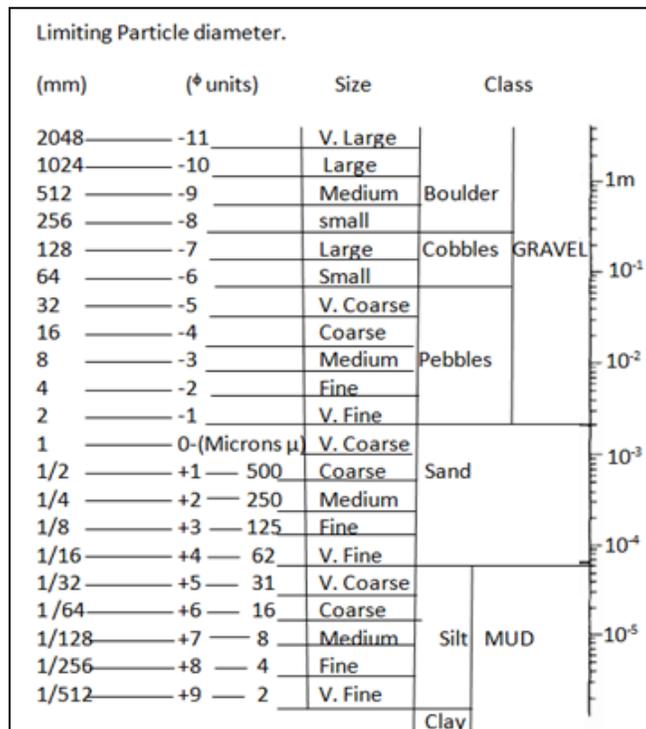


Figura 1.1. Clasificación de suelos según normas ASTM.

El color de un sedimento es afectado principalmente por las condiciones oxidantes o reductoras y por la escasez o abundancia de materia orgánica; se producen tonos rojizos y ocreos, debido a los óxidos de hierro, en presencia de abundante oxígeno libre, tonos negros en ausencia de este elemento y cuando abunda la materia orgánica y tonalidades intermedias, verdes y azules, bajo concentraciones intermedias, los colores blancos, grises y levemente amarillentos suelen corresponder a sedimentos biógenos en los que predominan esqueletos calcáreos y silícicos o bien a terrígenos dominados por el cuarzo. La sucesión de láminas o estratos de tonos claros y oscuros indica alternancia de condiciones de sedimentación y el grosor de cada lámina de color diferente permite estudiar los ritmos de los cambios ambientales y la velocidad de sedimentación, si se tienen referencias cronológicas. [10]

1.2 TÉCNICA DE FECHADO POR ^{210}Pb

1.2.1 Datación radiométrica

Las técnicas radiométricas se desarrollaron después del descubrimiento de la radiactividad en 1896. Los ritmos regulares de decaimiento de los elementos radiactivos inestables resultaron ser relojes implícitos en el interior de las rocas terrestres.

Los elementos radiactivos como el uranio (U) y el torio (Th) decaen de forma espontánea formando distintos isótopos, los isótopos son átomos que tienen el mismo número atómico pero diferente masa atómica, es decir; contienen el mismo número de protones pero difieren en el número de neutrones [8].

De esta técnica se derivan los siguientes métodos: [11]

- ✓ **Método del ^{14}C**
- ✓ **Método del K- Ar**
- ✓ **Método del Rb – Sr**
- ✓ **Métodos con ^{230}Th**
- ✓ **Métodos con ^{210}Pb**

En el método que nos enfocamos en este proyecto es el método de Plomo-210 (^{210}Pb) ya que los primeros cuatro métodos son más utilizados para el fechado de rocas u otros materiales. Sin embargo; el método de ^{230}Th se utiliza en dataciones de sedimentos oceánicos antiguos que en este caso no fue necesario, por lo que utilizamos el método de

^{210}Pb ya que es el más adecuado para fechar sedimentos de aproximadamente hasta 150 años.

Las series que se encuentran naturalmente y de interés en la datación radiométrica son: (1) la serie del uranio ^{238}U finalizando en ^{206}Pb ; (2) las series del actinio ^{235}U finalizando en ^{207}Pb ; (3) la serie del torio ^{232}Th finalizando en ^{208}Pb [12]. El ^{210}Pb es un radionúclido de origen natural perteneciente a la serie del ^{238}U . Asumiendo que el ^{210}Pb puede ser detectado hasta unas 5 veces su periodo de semidesintegración, podemos esperar que el ^{210}Pb pueda proporcionar información útil durante los últimos 100 a 150 años aproximadamente [2].

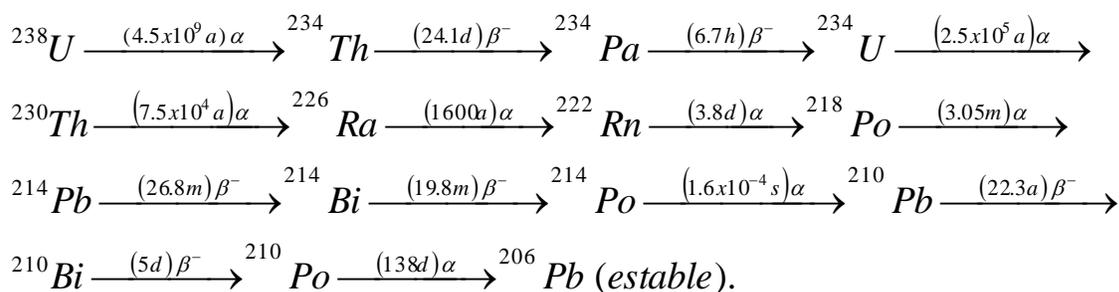


Figura 1.2. Esquema de la serie de decaimiento del ^{238}U .

1.2.2 Principios para fechar sedimentos con ^{210}Pb

La técnica más utilizada para establecer un marco geocronológico en los sedimentos recientes lacustres y marinos de aproximadamente 150 años, es la aplicación del radioisótopo ^{210}Pb y el ^{137}Cs , debido a que sus periodos de semidesintegración son de 22 y 30 años respectivamente. La medición de la actividad del ^{210}Pb puede llevarse a cabo mediante espectrometría alfa de dilución isotópica a través de su nieto ^{210}Po , o directamente mediante espectrometría gamma [4].

Dentro de la serie radiactiva del ^{238}U se encuentra el ^{226}Ra (Radio-226 periodo de semidesintegración = 1600 años), que se desintegra para generar el gas ^{222}Rn (Radon-222 periodo de semidesintegración = 3.83 días). Parte del ^{222}Rn generado en la parte externa de la litósfera se difunde a la atmósfera. Posteriormente se desintegra a través de varios productos de vida media corta hasta dar origen al ^{210}Pb . El ^{210}Pb atmosférico (como sólido) regresa a la litosfera durante eventos de precipitación pluvial y/o adsorbida a aerosoles (Figura 1.3.).

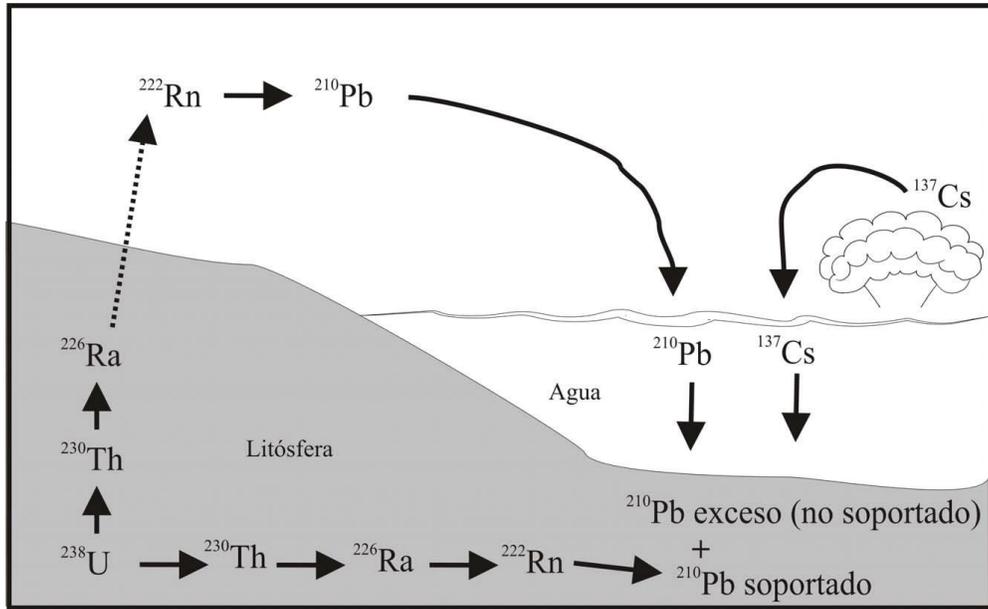


Figura 1.3. Esquema simplificado del decaimiento radiactivo del ^{238}U que muestra la acumulación en sedimentos subacuáticos de ^{210}Pb exceso (no soportado) transportado por vía atmosférica y de ^{210}Pb formado in situ (soportado), así como las explosiones y accidentes nucleares como fuente de ^{137}Cs hacia los sedimentos [4].

El método de fechado de sedimentos con ^{210}Pb se fundamenta en la determinación de la actividad del ^{210}Pb atmosférico (^{210}Pb no soportado o en exceso) presente en los sedimentos marinos y lacustres. Éste debe ser distinguido del ^{210}Pb formado por el decaimiento del ^{222}Rn que no logró escapar hacia la atmósfera y que se encuentra en equilibrio con el ^{226}Ra . Este ^{210}Pb se asocia a los valores de fondo del sistema litosférico y se denomina ^{210}Pb soportado. Su actividad en el sedimento está controlada principalmente por la mineralogía del substrato y se considera constante a lo largo de una columna determinada de sedimento. La subsecuente incorporación del ^{210}Pb atmosférico al sedimento provoca un ‘exceso’ de este isótopo en relación a los valores constantes del ^{210}Pb soportados. A este exceso se le denomina ^{210}Pb no soportado ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) y se distingue del ^{210}Pb soportado al restar la concentración del ^{226}Ra (en equilibrio con el ^{210}Pb soportado) del ^{210}Pb total:

$$\text{Pb}_{\text{Exceso}}^{210} = \text{Pb}_{\text{Total}}^{210} - \text{Ra}^{226} \quad \text{EC. 1}$$

El fechado con ^{210}Pb se establece a partir de los valores de la actividad del ^{210}Pb no soportado, que está en función de la profundidad dentro del sedimento. Comúnmente se trata de las primeras decenas de centímetros, hasta más de un metro, dependiendo de las tasas de sedimentación.

A diferencia del ^{210}Pb soportado, la actividad del ^{210}Pb no soportado presenta valores exponencialmente decrecientes con respecto a la profundidad, de acuerdo con su constante de decaimiento radioactivo (figura 1.4.). Las desviaciones de esta distribución exponencial nos permiten identificar las posibles alteraciones en el ambiente sedimentario o del flujo de material del sitio de estudio. Para la correcta aplicación del método de fechado con $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ debe considerarse que su actividad en la interface agua-sedimento está en función de la tasa de flujo del mismo $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ y de la tasa de sedimentación. Por lo menos uno de estos factores debe ser conocido o asumido para transformar los datos de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en edades.

Otra de las consideraciones que se debe tener en mente es la posibilidad de migración o intercambio de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ entre el agua intersticial y los sedimentos. Se ha demostrado que el ^{210}Pb puede ser removilizado de la superficie de los sedimentos hacia las aguas intersticiales y que éstas, a su vez, pueden ser re-movilizadas hacia la columna de agua que sobreyace a los sedimentos.

Debido a los procesos anteriormente descritos, se ha optado por desarrollar modelos que se ajusten a las diferentes condiciones ambientales (flujos de ^{210}Pb , sedimentación y re-movilización) [4].

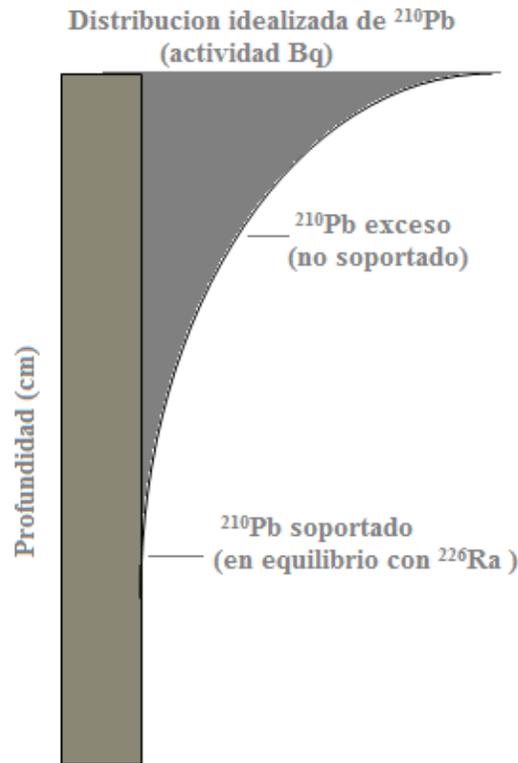


Figura 1.4. Distribución idealizada del ²¹⁰Pb en sedimentos subacuáticos, de donde se calcula la edad a diferentes profundidades ($t = \ln(A_0/A_x)/\lambda$) utilizando la constante de decaimiento radiactivo para el ²¹⁰Pb ($\lambda = 0.03114$), la actividad inicial (A_0 en superficie) y la actividad a diferentes profundidades (A_x).[4]

La metodología básica para el fechado con ²¹⁰Pb fue establecida por Goldberg (1963). La mayoría de los estudios confirman que la depositación atmosférica del ²¹⁰Pb en alguna región está regida por los factores geográficos o meteorológicos locales, y es razonablemente constante cuando es promediado a través de muchos años. Donde el régimen de los factores ambientales es estable y dan un flujo de masa constante, entonces es razonable suponer que también habrá una tasa constante de acumulación de ²¹⁰Pb_{ex}, y

que cada capa de material tendrá la misma concentración inicial de ²¹⁰Pb_{ex}: $C_0 = C(0)$

Donde $C(0)$ es la concentración en el depósito actual. La actividad en sedimentos de edad t es de acuerdo a:

$$C = C(0)e^{-\lambda_{210}m/r} \quad EC. 2$$

donde “m” denota la masa acumulada por unidad de área sobre esa capa y “r” es la tasa de acumulación sedimentaria ($\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$). Cuando la concentración de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, C, es graficada contra la masa acumulada “m” en una escala semilogarítmica, el perfil será lineal, con una pendiente $-\lambda_{210}/r$.

Las tasas de acumulación TA y sedimentación TS se calculan con base a las fórmulas siguientes [31]

$$TA = \frac{\text{Densidad del sedimento (gcm}^{-3}) * \text{Grosor del sedimento (cm)}}{\text{Edad (años)}} \quad EC.3$$

$$TS = \frac{\text{Grosor del sedimento (cm)}}{\text{Edad (años)}} \quad EC.4$$

1.2.3 Modelos de fechado por ^{210}Pb

El $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ presente en los sedimentos, independientemente de su origen, decae siguiendo la ley de la desintegración radiactiva. Si la tasa de acumulación del sedimento y el flujo de ^{210}Pb son constantes y no hay procesos de redistribución del $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en el sedimento, un perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ debería ser perfectamente exponencial. Aunque algunas de estas condiciones no se cumplen en todos los casos y los perfiles observados no sean casi nunca perfectamente exponenciales, los modelos de fechado por ^{210}Pb permiten obtener fechados válidos. [2]

Bajo algunos términos, la edad de depósito de los sedimentos puede ser estimada en perfiles verticales de sedimentos a partir de un modelo de decaimiento simple:

$$\text{Pb}_z^{210} = \text{Pb}_0^{210} e^{-\lambda t} \quad EC.5$$

Donde:

$^{210}\text{Pb}_z$ = la actividad de ^{210}Pb a una profundidad z.

$^{210}\text{Pb}_0$ = la actividad de ^{210}Pb en la superficie.

λ = la constante de decaimiento de ^{210}Pb (0.0311 a^{-1}).

t = el tiempo que ha pasado desde que se produjo la sedimentación hasta que este sedimento alcanza una profundidad z.

El perfil de actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en sedimentos de ~100 años, permite calcular la edad del sedimento utilizando principalmente los siguientes modelos: a) el modelo CFCS (flujo

constante/sedimentación constante, por sus siglas en inglés), b) el modelo CIC (concentración inicial constante) y el modelo CRS (tasa de suministro constante, por sus siglas en inglés). Estos modelos presuponen las siguientes premisas:

1. Existe un flujo constante de ^{210}Pb atmosférico hacia el sistema.
2. El ^{210}Pb atmosférico no presenta movilidad post-depositacional dentro del sedimento.
3. No existe pérdida de ^{210}Pb desde el sedimento hacia el agua de un sistema subacuático. Los sedimentos son considerados como un sistema cerrado.
4. La concentración de ^{210}Pb disuelto en las aguas del sistema marino o lacustre es prácticamente cero.
5. El ^{210}Pb tiene un tiempo de residencia atmosférico relativamente corto en relación al tiempo de residencia de un sistema acuático, de tal forma que el ^{210}Pb atmosférico que alcanza la columna de agua es transferido rápidamente al sedimento[4].

Los modelos de fechado son habitualmente utilizados para:

- obtener un modelo de edad, es decir, la edad de cada capa o sección en función de la profundidad.
- calcular tasas de acumulación
- estimar tasas de mezcla de los sedimentos.

1.2.3.1 Modelo CFCS

En el modelo CF-CS, ambas tasas de suministro de ^{210}Pb y de sedimentación se consideran constantes, en este caso, la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ decrecerá en el perfil de acuerdo a su decaimiento radiactivo natural [28].

El modelo de flujo constante y tasa de sedimentación constante, supone que el flujo de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ es constante y que la tasa de sedimentación de masa de sedimento seco es también constante. Representado en un diagrama semilogarítmico la evolución de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ con la profundidad se convierte en una línea y su pendiente permite calcular la tasa de sedimentación. [4]

$$A_{mTOT} = A_{0(exceso)}e^{-\lambda m/r} + A_{soportado} \quad \text{EC. 6}$$

Donde:

A_{mTOT} = actividad de ^{210}Pb total (mBqg-1 en masa de sedimento seco).

$A_{0(\text{exceso})}$ = actividad inicial de ^{210}Pb en la interfase agua/sedimento (mBqg⁻¹ sedimento seco).

m = masa (sedimento seco) acumulativa (gcm-2) a una profundidad dada.

λ = constante de decaimiento del ^{210}Pb (0.03114 a⁻¹).

r = tasa de acumulación de masa (sedimento seco, gcm⁻² a⁻¹).

$A_{(\text{soportado})}$ = actividad de ^{210}Pb soportado (mBq g⁻¹).

Estrictamente hablando este modelo no permite fechar, sino tan sólo obtener la concentración de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en el interfase agua/sedimento y la tasa de acumulación másica [2].

1.2.3.2 Modelo CRS

El modelo de tasa de suministro constante fue originalmente propuesto por Goldberg y Koide (1962) y desarrollado con más detalle por Appleby y Oldfield (1978) [2,13].

El modelo CRS también conocido como CF, considera una tasa constante de suministro de ^{210}Pb y una tasa de sedimentación variable [29]. Este modelo se considera que la tasa de flujo absoluto de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en la interfase agua-sedimento permanece constante, independientemente de la tasa de sedimentación. Se considera que la actividad inicial de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, es inversamente proporcional a la tasa de sedimentación, de tal manera que a altas tasas de sedimentación se puede tener una baja concentración de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. Este modelo supone que la edad del sedimento puede ser calculada aplicando la siguiente ecuación. [4]

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A_{(0)}}{A} \quad \text{EC. 7}$$

Donde:

$A_{(0)}$ = inventario de la actividad $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en superficie.

A = inventario de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en todos los sedimentos debajo de la muestra a fechar.

λ = constante de decaimiento de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} = 0.03114 \text{ a}^{-1}$.

t = edad del sedimento.

1.2.3.3 Modelo de Concentración Inicial Constante, CIC

Describimos en esta sección el modelo de Actividad Constante (*Constant Activity*– CA) o de Concentración Inicial Constante (*Constant Initial Concentration*– CIC). [2]

El modelo de Concentración Inicial Constante, CIC, supone una concentración inicial constante y tasa de sedimentación de masa de sedimento variable. Este modelo requiere que todas las partículas de sedimento tengan la misma actividad inicial de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. Así, la actividad inicial de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ por gramo de sedimento seco no ha cambiado con respecto a su depósito en el sitio de toma del núcleo. La concentración de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en la parte superior del registro sedimentario (donde no hay mezcla) es constante a través del tiempo, debido a que el $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ se integra con los sedimentos, e inversamente proporcional al flujo particulado [4]. Este modelo CIC considera dos o más tasas de sedimentación con la misma concentración inicial de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ [28,29].

Este modelo se considera útil solamente para condiciones no variables como, por ejemplo, el mar profundo, en donde existe un exceso del reservorio de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en la columna de agua a través del tiempo y la cantidad de ^{210}Pb incorporado a las partículas es constante. Estas características ambientales permiten la retención constante de ^{210}Pb . Asimismo, este modelo considera, que la edad del sedimento en cada capa puede ser calculada aplicando la siguiente ecuación.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{C_{(0)}}{C_i} \quad \text{EC. 8}$$

Donde:

$C_{(0)}$ = Concentración de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en la superficie.

C_i = Concentración de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en la muestra a ser fechada, es decir en la sección i.

λ = constante de decaimiento de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} = 0.03114 \text{ a}^{-1}$

t = edad del sedimento.

1.3 TEORÍA DEL DECAIMIENTO ALFA (α)

1.3.1 Propiedades generales del decaimiento α

Rutherford (1903), midiendo el coeficiente q/m en campos electromagnéticos \vec{B} y \vec{E} , fue el primero en identificar la naturaleza de las partículas α (núcleos de He) emitidos por el radio. Este descubrimiento fue confirmado en 1909 cuando se encontraron indicios de gas helio en la cámara del detector que contenía la fuente radiactiva de Ra.

La partícula α , cuya masa es $m_\alpha c^2 = 3727,379 \text{ MeV}$, puede existir como tal en el núcleo (cosa que no sucede con los electrones y fotones en el caso de las desintegraciones β y γ). La gran energía de ligadura ($B_\alpha = 28 \text{ MeV}$), del también llamado cluster α , origina que la mayoría de núcleos con $A > 190$ sean energéticamente inestables respecto a la emisión espontánea de partículas α (hecho que también puede tener lugar para algunos núcleos con $150 < A < 190$) [14].

Para que sea observable experimentalmente un decaimiento α es necesario que:

- La semivida sea detectable $t_{1/2} < 10^{16}$ años
- Sea más probable que otros procesos, como el decaimiento β .

Balance energético

La conservación de la energía en el proceso:



Suponiendo que el núcleo padre está en reposo, da lugar a:

$$m_X c^2 = m_{X'} c^2 + m_\alpha c^2 + T_{X'} + T_\alpha \quad EC.10$$

Para que el decaimiento sea posible, el valor Q de la reacción:

$$Q_\alpha = (m_X - m_{X'} - m_\alpha) c^2 = T_{X'} + T_\alpha \quad EC.11$$

Debe ser $Q_\alpha > 0$.

Teniendo en cuenta la conservación del momento lineal, $p_\alpha = p_{X'}$ y como la energía cinética puede tomarse no relativista $T = p^2/2m$, que da para la partícula α :

$$T_\alpha = \frac{Q_\alpha}{1 + \frac{m_\alpha}{m_{X'}}} \quad EC.12$$

Lo que para núcleos hijo con número másico $A' = A - 4 \sim 200$ implica que $T_\alpha \approx Q_\alpha \left(1 - \frac{m_\alpha}{m_{X'}}\right) \approx Q_\alpha \left(1 - \frac{4}{A'}\right)$ es el 98% de Q . La energía de retroceso del núcleo

hijo es baja ($T_x \sim 100 \text{ KeV}$), pero es superior a su energía de ligadura en un cristal o en solido; de forma que puede ser arrancado de su posición de solido.

1.3.2 Regla de Geiger Nuttal

Geiger Nuttal (1911), encontraron una relación sistemática entre la semivida de los núcleos par-par de las series naturales y la energía cinética de la partícula α (conocida a través del alcance, R_α):

$$\log_{10} t_{1/2} = A \log_{10} R_\alpha + A' \quad EC. 13$$

En donde el alcance de las partículas α en el aire (R_α) viene dado en cm y el semiperiodo $t_{1/2}$ en segundos, con las constantes $A = -57,5$ y A' que depende de la serie radiactiva.

Por ejemplo para la serie de ^{238}U , que es del tipo $4n+2$, vale $A' = 41$.

Esta regla fue descubierta como consecuencia de las medidas de alta precisión de alcances iniciadas por Bragg en 1906. El recorrido de la partícula α en un detector gaseoso, como en los detectores Geiger-Müller, sigue una ley bien conocida en el caso que un detector utilice el aire: $R^{aire}(cm) = 0,3T_\alpha^{3/2}$, y T_α en MeV. Midiendo el alcance se conoce perfectamente la energía T_α . La gran calidad de las medidas de T_α es lo que permitió comprobar la validez de la regla. Por ejemplo, si se mide el alcance de las partículas α del decaimiento $^{238}\text{Pu} \rightarrow ^{234}\text{U} + \alpha$ (cuya energía es ($T_\alpha = 5,5 \text{ MeV}$) se obtiene $R_\alpha = 3,87 \text{ cm}$. Otra forma que se ha utilizado para expresar la regla de Geiger Nuttal es

$$\log_{10} t_{1/2} = C + \frac{D}{\sqrt{Q}} \quad EC. 14$$

Esta relación inversa entre la semivida del decaimiento α y la energía del decaimiento (el valor Q , que está directamente relacionada con T_α por la EC. 12). [14]

1.3.3 Modelo de Gamow del decaimiento α

La explicación del decaimiento α fue la primera confirmación del efecto túnel predicho por la mecánica cuántica. La teoría de Gamow y de Condon Gurney (1928), es una teoría de un cuerpo; se supone la partícula α en el pozo nuclear del núcleo. Para escapar, debe superar la barrera culombiana B responsable de la pared del pozo en la posición del radio ($R=a$) del pozo nuclear (Figura 1.5). En la grafica puede observarse la energía potencial de una

partícula α en función de su distancia al núcleo. Más allá del radio nuclear, la curva de energía sigue de la forma de Coulomb [14].

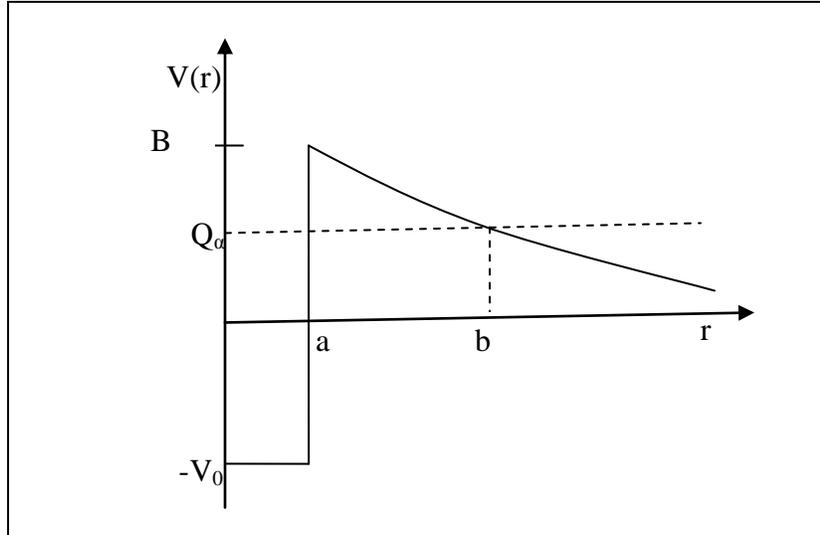


Figura 1.5. Potencial del modelo de Gamow.

En lo que sigue se supondrá que Z es el número atómico del núcleo padre, Z' el del hijo, con lo que se supondrá que $Z=Z'+z$, siendo $z=2$. El potencial electrostático creado por el núcleo Z' es:

$$V(r) = \left[\frac{1}{4\pi\epsilon_0} \right] \frac{zZe^2}{r} \approx \frac{2.88Z'}{r} \text{ MeV} \quad \text{EC. 15}$$

Habiendo expresado r en fm . O sea, que la altura máxima de la barrera de potencial es:

$$B = \frac{zZ\alpha\hbar^2c}{a} \quad \text{EC. 16}$$

Siendo a el radio nuclear $a = r_0A^{1/3}$, con $r_0 \approx 1,2fm$.

Dentro del enlace de la fuerza nuclear ($r < a$), la partícula alfa está ligada y su energía es positiva aunque inferior a la barrera ($Q_\alpha < B$), por lo que solo puede escapar del núcleo por efecto túnel. El fenómeno no puede explicarse clásicamente. Se cumple $B = V(a)$ y $Q_\alpha = V(b)$, siendo b la distancia a la que la energía de la partícula α es igual a la repulsión coulombiana. Para denominar la energía cinética de la partícula α se utilizará T_α , para distinguirla de la energía total (cinética más masa). Se cumple que $Q_\alpha = T_\alpha A/A'$). De hecho la energía disponible para el decaimiento debería incluir un término de

apantallamiento de los electrones sobre la partícula α , ya que el decaimiento siempre tiene lugar en núcleos atómicos; este termino de apantallamiento vale $E_{ap} = 6,5 \times 10^{-5} Z^{1,4} \text{MeV}$; es decir para el uranio representa solo 36KeV.

El hecho de que la energía de ligadura de la partícula α sea $B_\alpha = 28,3 \text{MeV}$, proporciona una energía suficiente para que la partícula α ocupe una posición $Q_\alpha > 0$ en el pozo nuclear (Figura 1.5.). Como $Q > 0$ el proceso es exotérmico, pero debe vencerse la barrera coulombiana. La energía de la partícula α en el interior del pozo es positivo y puede tomarse el valor Q , aunque T_α es la energía cinética de la partícula α una vez es emitida; pero Q tiene cuenta del retroceso del núcleo hijo. Si la barrera B fuese menor que Q_α , habría emisión espontanea con una vida media de $\sim 10^{-21} \text{seg}$. Al tener una energía $Q_\alpha < B$, la partícula α aparecería emitida a una distancia b del centro del núcleo hijo y con una energía dada por $T_\alpha = V(b)$ [14].

La teoría de Gamow expresa la probabilidad del decaimiento α como un producto:

$$\lambda = p_\alpha f P \quad \text{EC.17}$$

Siendo:

p_α : La probabilidad que el cluster α preexista como tal en el interior del núcleo padre (empíricamente se estima ($p_\alpha \sim 0,1$)).

f : La frecuencia de colisión contra la barrera coulombiana, $f = \frac{v_\alpha}{2R} = \frac{\sqrt{2Q_\alpha/m_\alpha}}{2\alpha}$, siendo Q_α la energía del decaimiento α , que, para hacer una estimación rápida se puede aproximar por $Q_\alpha = T_\alpha$.

P : coeficiente de transmisión por la barrera $P = e^{-2G}$, siendo G el factor de Gamow:

$$G = \frac{\sqrt{2\mu}}{\hbar} \int_a^b dr \sqrt{V(r) - Q_\alpha} \quad \text{EC.18}$$

Donde μ es la masa reducida del sistema $\alpha - X'$:

$$\mu = \frac{m_\alpha M_{X'}}{m_\alpha + M_{X'}} \quad \text{EC.19}$$

Capítulo 2 METODOLOGÍA

Las muestras para ser analizadas y obtener resultados confiables para la investigación, se utilizó una metodología estandarizada tanto para la colecta de sedimento y su tratamiento en el laboratorio. A continuación se detallan los procedimientos.

2.1 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

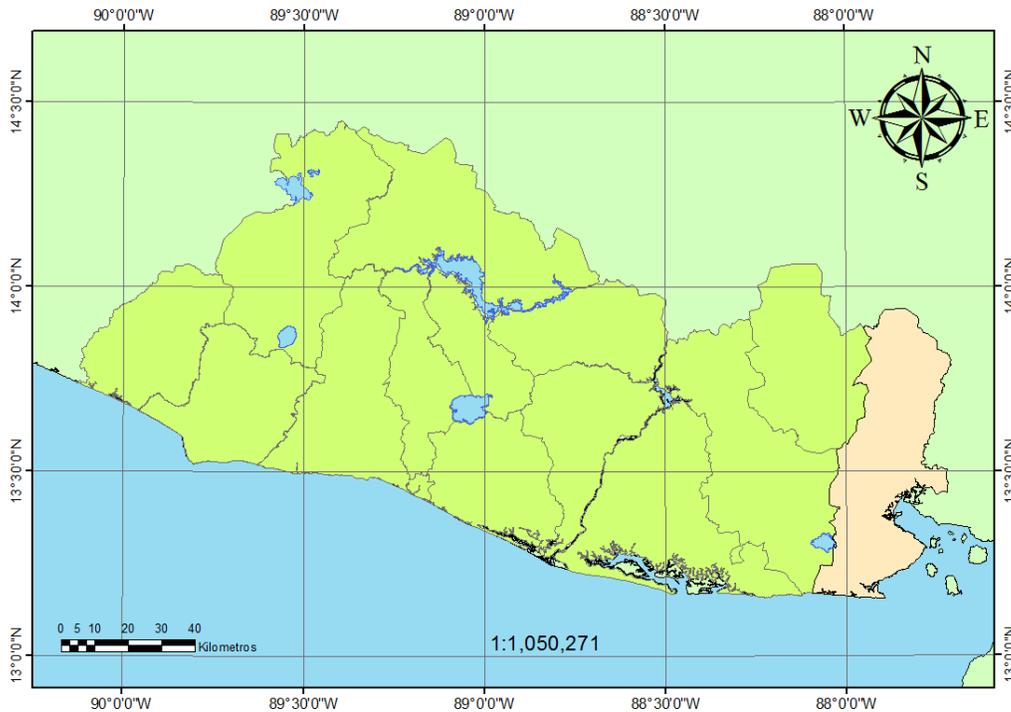


Figura 2.1. Ubicación de la zona de muestreo en La Unión.

El Golfo de Fonseca está ubicado entre las coordenadas 13° 15' N y 87° 45' O, limita al noroeste con El Salvador, al noroeste y este con Honduras y al Sur con Nicaragua, cubre un área de 8,245 km², e incluye un área acuática de 2,015 Km² y una línea de costa de 409 Km [32].

Existen diversas amenazas que deterioran la calidad del hábitat, entre las principales se tienen la contaminación asociada a: desechos domésticos e industriales; químicos (metales pesados, plaguicidas, aceite, petróleo y subproductos derivados de hidrocarburos); sobreexplotación pesquera; manejo inadecuado de los suelos, aumentando los procesos de sedimentación y turbidez [23].

Durante la estación seca, el intercambio de agua en la entrada del Golfo sugiere una circulación inversa del estuario aumentando su salinidad hacia los afluentes del sistema para luego disminuir debido a la persistente influencia de agua dulce. En contraste, durante la temporada de lluvias, donde se presenta una disminución de la salinidad en el estuario y la circulación se asemeja al de un estuario típico, activado principalmente por el efecto de las mareas.

Los pobladores básicamente subsisten de la pesca artesanal y de la agricultura. La zona está regida por un sistema de lomas y volcanes, siendo el volcán de Conchagua la principal zona de recarga acuífera que abastece de agua a más de 80,000 habitantes. El bosque es de tipo subtropical y es caracterizado por los suelos del tipo Latosoles Arcillosos Rojizos y Litosoles, cubriendo un 53% del total de los suelos en el departamento de La Unión.

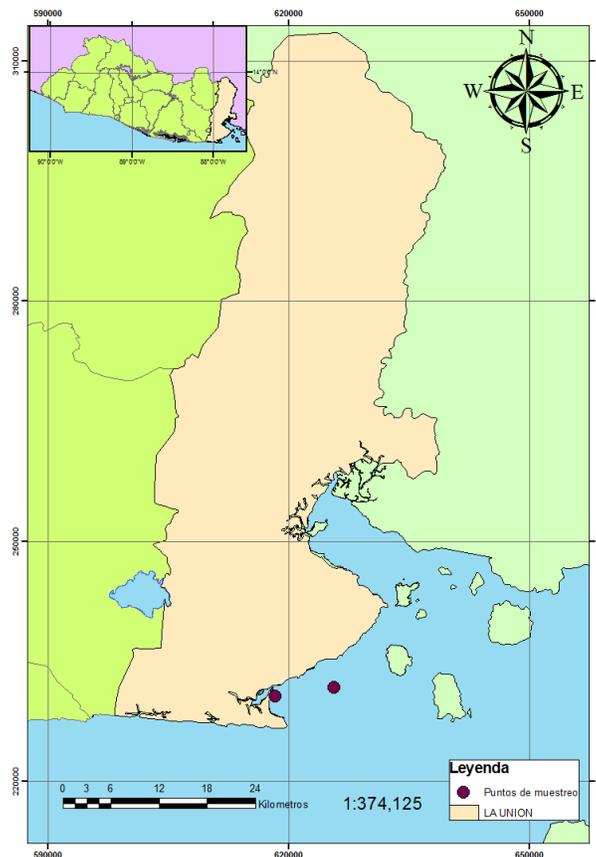


Figura 2.2. Ubicación geográfica de los puntos de muestreo en El Golfo de Fonseca La Unión, GF04 se localizó a $17^{\circ} 11' 28.68''$ N y $87^{\circ} 52' 09.0''$ O y GF09 a $13^{\circ} 12' 06.0''$ N y $87^{\circ} 50' 27.7''$ O.

Los puntos de muestreo fueron ubicados dentro de los primeros 4 y 5 kilómetros de la línea de costa, frente a las playas El Ganchudo, El Chiquirín, La Criba, Playitas, El Tamarindo y el Jagüey en sitios donde las profundidades tienen un promedio de 10 metros. Se ubicó el punto de muestreo lejano del canal de desagüe del golfo y cerca de la línea de costa, se eligió una zona que estuviera alejada de la influencia de la corriente del canal de entrada y salida, buscando una zona en la que hubiera sedimentos finos sin removimiento, que hubiera poca influencia de pesca.

2.2 RECOLECCIÓN DE LAS MUESTRAS

Los núcleos fueron recolectados en los puntos como se muestran en la (Figura. 2.2), y codificados como GF04 y GF09. El muestreo se realizó durante los meses de Marzo y Mayo del 2012, utilizando un nucleador de gravedad tipo Uwitec (Figura.2.3), de un diámetro interior de 8 cm. El GF04 se localizó a $17^{\circ} 11' 28.68''$ N y $87^{\circ} 52' 09.0''$ O, se extrajo a 8 m de profundidad y su longitud fue de 28 cm. El GF09 se localizó a $13^{\circ} 12' 06.0''$ N y $87^{\circ} 50' 27.7''$ O, fue extraído a 8 m de profundidad y su longitud fue de 38 cm.



Figura 2.3. Nucleador de gravedad tipo Uwitec, utilizado para la extracción de los núcleos sedimentarios.

Para la recolecta de los núcleos se utilizó una lancha con motor fuera de borda que nos transporto hasta el sitio de muestreo. Los puntos fueron geo-referenciados utilizando un GPS (Garmin *map76CSx*).

2.3 TRATAMIENTO DE LAS MUESTRAS

Los núcleos, se transportaron verticalmente al laboratorio de Toxinas Marinas (Labtox-UES) para prevenir mezcla en la interfase agua-sedimento, donde se cortaron en secciones de 1 cm de espesor. Las muestras se colocaron en recipientes de plástico, donde se registró el peso húmedo y posteriormente se secaron a 60°C en una estufa (Binder), monitoreando el peso de una de las muestras, hasta alcanzar peso seco constante, para obtener el porcentaje de humedad (Anexo 1 y 2). Luego se procedió a realizar la determinación de Perdidas Por Ignición (PPI), para ello se tomaron 0.5g de sedimento seco de cada centímetro del núcleo en crisoles de porcelana, luego se colocaron en el horno mufla (Horno Barnstead Thermolyne 1500, con capacidad hasta 1200°C) a una temperatura de 550°C por 4h y luego se dejo que la temperatura descendiera hasta que alcanzara una temperatura de 100°C, se sacaron las muestras de la mufla hasta que estas alcanzaran la temperatura ambiente, luego se pesaron en una balanza analítica (KERN ALT 220-4 NM) para registrar el peso calcinado del sedimento.

2.3.1 Cálculo del porcentaje de humedad

El contenido de humedad en los sedimentos se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$\text{Humedad (\%)} = [(W - D)/W]*100$$

donde W es el peso húmedo del sedimento en gramos y D es el peso seco del sedimento en gramos.

2.3.2 Cálculo de Pérdidas Por Ignición (PPI)

Para la determinación de las perdidas por ignición PPI se hará mediante la siguiente ecuación:

$$PPI_{550} = \left((PSI_{inic} - PSF_{550}) / PSI_{inic} \right) * 100 \quad EC. 20$$

Donde PPI_{550} representa el porcentaje de las pérdidas por Ignición a 550°C , PSI_{inic} representa el peso seco de la muestra antes de la combustión y PSF_{550} el peso de la muestra después de la combustión a 550°C ambos pesos en gramos [24].

2.3.3 Determinación del Tamaño de Grano de los Sedimentos

El análisis de tamaño de grano se realizó utilizando tres tamices de diferente diámetro $20\ \mu$, $90\ \mu$ y $180\ \mu$, colocándolos de mayor a menor; se tomo una cantidad representativa a cada dos centímetros para luego realizar el tamizado en húmedo y posteriormente se secó el sedimento que fue retenido en cada tamiz, hasta que este alcanzara peso seco constante y se registró el peso del sedimento seco [50].

Tabla 2.1. Clasificación de los sedimentos en base al tamaño de grano [9,29].

Tipos de sedimento	Tamaño de Grano
Arenas medias	$250\ \mu - 180\ \mu$
Arenas finas	$180\ \mu - 90\ \mu$
Arenas muy finas	$90\ \mu - 20\ \mu$
Limos y Arcillas	$< 20\ \mu$

2.3.4 Análisis Cronológico

La actividad del ^{210}Pb (Plomo-210), se determinó por espectrometría alfa, a través de las mediciones de su descendiente ^{210}Po (Polonio-210) [35]. Se pesaron 0.5 g de sedimento por muestra en recipientes de teflón; se añadió una cantidad conocida de ^{209}Po como trazador a cada recipiente y posteriormente se digirió en una mezcla de ácidos de 5ml:HNO₃- 4ml:HCl- 1ml:HF concentrados, en una plancha de calentamiento a 120°C durante 15 h. Se evaporó hasta sequedad a temperatura controlada de 80°C , el residuo se redisolvió en HCl concentrado y se evaporó nuevamente a sequedad, esta operación se realizó 3 veces con el fin de que el digerido esté libre de HNO₃ y HF. El residuo se disolvió en 50 ml de HCl 0.5 N y se centrifugó 10 minutos a 3000 rpm. El sobrenadante se depositó en un vaso de precipitados, se añadieron 0.3 g de ácido ascórbico a la solución, para reducir el hierro presente (de Fe^{+3} a Fe^{+2}) que puede interferir con la depositación del Po. El aislamiento de los isótopos de Po se realizó por depositación espontánea en discos de Ag (plata) de 2 cm de diámetro, mediante agitación orbital por 12 horas (agitador orbital Ks 260 basic s2). La actividad del ^{210}Pb se midió en un detector de partículas alfa (Ortec,

Alpha Duo con detector de barrera con superficie de silicio ULTRA-AS) hasta un tiempo de conteo de 400,000 segundos para muestras poco activas [2].

2.3.5 Selección del modelo

La selección del modelo de fechado con ^{210}Pb , se basa en la inspección del perfil de ^{210}Pb obtenido, con el objeto de definir si se debe considerar una tasa de sedimentación constante o variable. Se recomienda comenzar con el modelo más simple (CFCS) que asume una tasa de acumulación constante a lo largo del registro sedimentario [31]. Si la tasa de sedimentación no ha variado con el tiempo, se deberá obtener una correlación altamente significativa (coeficiente de pearson $P < 0.05$) entre el $\ln^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ y la masa acumulada (g cm^{-2}); de lo contrario, una dispersión considerable entre los puntos y un coeficiente de correlación de $r < 0.90$, pudiera ser el resultado de variaciones en las características del sedimento o de una tasa de acumulación variable. [18]

2.3.6 Cálculo de incertidumbres

Incertidumbre de la concentración de ^{210}Po y ^{210}Pb por espectrometría alfa (α)

El método analítico consistió en la digestión total del sedimento con una mezcla de ácidos, deposición del ^{210}Po en discos de plata y medición por espectrometría α . El rendimiento radioquímico de todo el proceso de separación y medición se evaluó a través del radioisótopo ^{209}Po . Este método asume la existencia de un equilibrio secular entre el ^{210}Po y el ^{210}Pb en el sedimento [2], esto significa que existe un equilibrio radiactivo en el que correlaciona el periodo de desintegración del radionúclido padre que es muchísimo mayor que del radionúclido hijo pero que sin embargo; ambos decaen con el mismo periodo que es el del padre.

En este caso la actividad de ^{210}Pb se expresa como una función de varias variables y se calcula como:

$$Act. \left(^{210}\text{Pb} \right) = \frac{\text{cuentas} (^{210}\text{Po}) \times \text{actividad} (^{209}\text{Po}) \times \text{volumen} (^{209}\text{Po})}{\text{cuentas} (^{209}\text{Po}) \times \text{masa (muestra)}} \quad \text{EC. 21}$$

Donde:

- cuentas (^{210}Po): número de cuentas netas del pico de ^{210}Po ,
- actividad (^{209}Po): actividad específica añadida del trazador de ^{209}Po (Bq mL^{-1}),

- volumen (^{209}Po): volumen de trazador añadido (mL),
- cuentas (^{209}Po): número de cuentas netas del pico de ^{209}Po ,
- masa (muestra): Cantidad de muestra analizada (kg).

Para estimar la incertidumbre de cada componente, utilizamos la ley de propagación de incertidumbres. Dado que las variables son independientes, la incertidumbre de la actividad de ^{210}Pb es:

$$\frac{\sigma_{\text{Act}}(^{210}\text{Pb})}{\text{act}(^{210}\text{Pb})} = \sqrt{\left(\frac{\sigma_{\text{cuentas}}(^{210}\text{Po})}{\text{cuentas}(^{210}\text{Po})}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\text{Act}}(^{209}\text{Po})}{\text{act}(^{209}\text{Po})}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\text{volumen}}(^{209}\text{Po})}{\text{volumen}(^{209}\text{Po})}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\text{cuentas}}(^{209}\text{Po})}{\text{cuentas}(^{209}\text{Po})}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{\text{masa}}(\text{muestra})}{\text{masa}(\text{muestra})}\right)^2}$$

EC. 22

donde:

- $\sigma_{\text{cuentas}}(^{210}\text{Po})$: incertidumbre asociada a las cuentas del pico de ^{210}Po ,
- $\sigma_{\text{act}}(^{209}\text{Po})$: incertidumbre asociada a la actividad específica del trazador de ^{209}Po (Bq mL^{-1}),
- $\sigma_{\text{volumen}}(^{209}\text{Po})$: Incertidumbre asociada al volumen de trazador añadido (mL),
- $\sigma_{\text{cuentas}}(^{209}\text{Po})$: Incertidumbre asociada al número de cuentas del pico de ^{209}Po ,
- $\sigma_{\text{masa}}(\text{muestra})$: Incertidumbre asociada a la cantidad de muestra analizada (kg).

Incertidumbre de la actividad de ^{210}Pb en exceso en una sección de sedimento [2]

La actividad del ^{210}Pb en exceso se obtiene como la resta de la actividad del ^{210}Pb total y del ^{210}Pb proveniente de la desintegración del ^{226}Ra en el sedimento:

$$\text{Act.}(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}) = \text{Act.}(^{210}\text{Pb}) - \text{Act.}(^{226}\text{Ra}) \quad \text{EC. 23}$$

donde:

- $\text{Act.}^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$: actividad másica de ^{210}Pb en exceso en la muestra (Bq kg^{-1}),
- $\text{Act.}^{210}\text{Pb}$: actividad másica de ^{210}Pb determinada en la muestra (Bq kg^{-1}),

- $Act.{}^{226}Ra$: actividad másica de ${}^{226}Ra$ determinada en la muestra ($Bq\ kg^{-1}$), similar a la actividad específica de ${}^{210}Pb$ de base en la muestra (${}^{210}Pb$ de base = ${}^{210}Pb$ soportado).

La estimación de la incertidumbre en este caso es muy sencilla y se expresa según la fórmula:

$$\sigma_{Act.}({}^{210}Pb_{ex})^2 = \sigma_{Act.}({}^{210}Pb)^2 + \sigma_{Act.}({}^{226}Ra)^2 \quad EC. 24$$

donde:

- $\sigma_{Act.}({}^{210}Pb_{ex})$: Incertidumbre asociada a la actividad específica de ${}^{210}Pb$ en exceso en la muestra,

- $\sigma_{Act.}({}^{210}Pb)$: Incertidumbre asociada a la actividad específica de ${}^{210}Pb$ determinada en la muestra,

- $\sigma_{Act.}({}^{226}Ra)$: Desviación estándar de la media de la actividad específica de ${}^{226}Ra$ determinada en cada una de las secciones o la incertidumbre asociada a la actividad específica de ${}^{226}Ra$ en cada muestra.

Capítulo 3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. FACTORES SEDIMENTOLÓGICOS Y GEOQUÍMICOS

Se analizaron 64 muestras de sedimento marino durante el estudio de determinación de materia orgánica, equivalentes a 28 muestras de sedimento para el núcleo GF04 y 36 para el GF09 colectadas de Marzo y Mayo de 2012 respectivamente.

3.1.1. Contenido de materia orgánica

Se realizó la estimación de materia orgánica a través del análisis de pérdidas por ignición (PPI), el cual consiste en la calcinación de una pequeña porción de sedimento seco a 550 °C (Anexo 3 y 4), este provee una estimación del contenido de materia orgánica del mismo, aunque se sabe que normalmente sobreestima los valores debido a la pérdida estructural en minerales arcillosos, es una técnica simple y barata que permite conocer rápidamente los perfiles de concentración de materia orgánica.

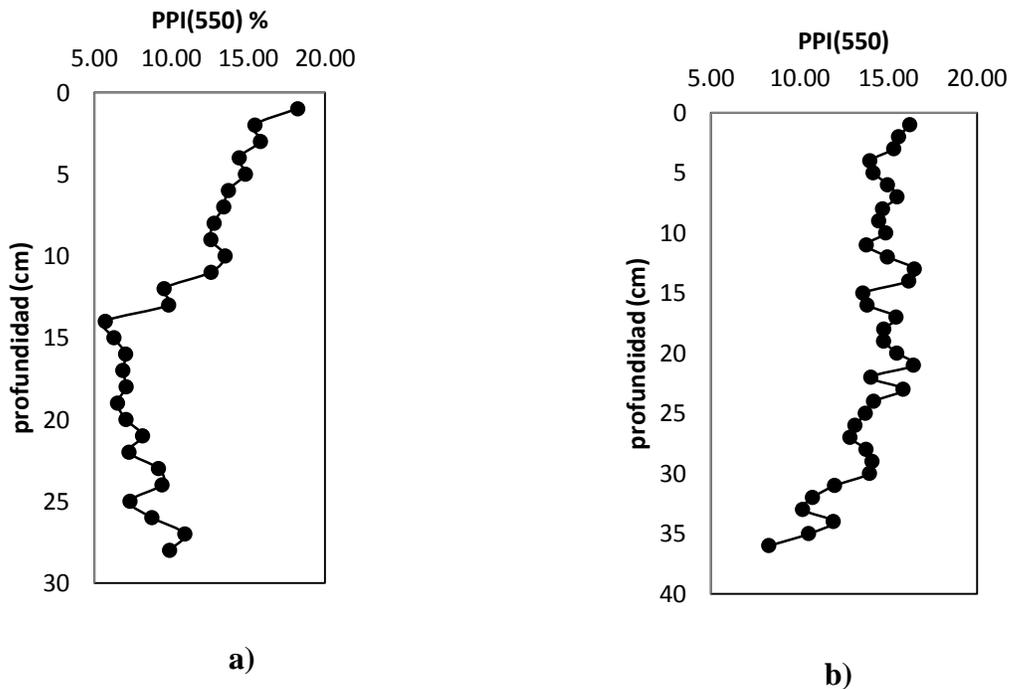


Figura 3.1. Perfiles de pérdidas por ignición (%) a) núcleo GF04 y b) núcleo GF09 del Golfo de Fonseca.

De los resultados obtenidos, se decidió tomar el núcleo GF04 para proseguir con los análisis, ya que éste es el que mejor presenta un perfil de decaimiento exponencial y sería el que mejores resultados arrojaría de concentración de ^{210}Pb .

3.1.2. Granulometría

El perfil de tamaño de grano para el núcleo GF04 (Figura. 3.2) muestra tendencias con máximos sub-superficiales. La determinación se realizó a cada 2 cm de profundidad análisis exploratorio. La fracción predominante fue arena fina.

Tabla 3.1. Clasificación del tipo de partícula y el porcentaje de variación encontrado para el núcleo GF04.

<i>Tipo de partícula</i>	<i>Intervalo de variación (%)</i>
Arena fina	31.49 % - 67.87 %
Arena media	0.93% - 32.57%
Arenas muy finas	14.50 % - 35.04%
limos y arcillas	0.03 % - 51.05%

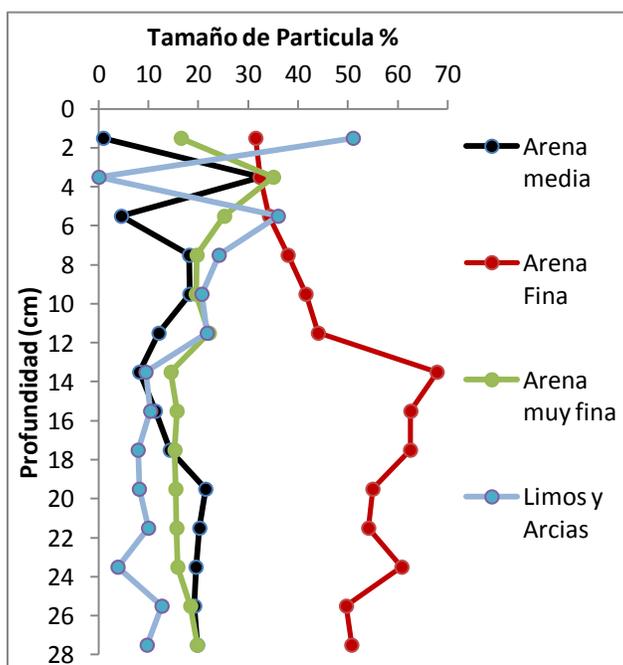


Figura 3.2. Perfiles del tamaño de partícula para el núcleo sedimentario del Golfo de Fonseca GF04.

3.2. Actividad de ^{210}Pb

3.2.1. ^{210}Pb total

El intervalo de la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ fue de 41.7 a 119 Bq kg^{-1} , este perfil presenta una zona de mezcla superficial en los primeros 6 cm del núcleo específicamente entre el centímetro 4 y 6; y un posterior decaimiento exponencial con respecto a la profundidad. Los intervalos de valores de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ encontrados son consistentes y también son comparables con las concentraciones de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ encontrados en otros estudios similares, como los del Golfo de Tehuantepec, México donde los valores encontrados de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ fueron de 15.6 a 118.9 Bq kg^{-1} [21].

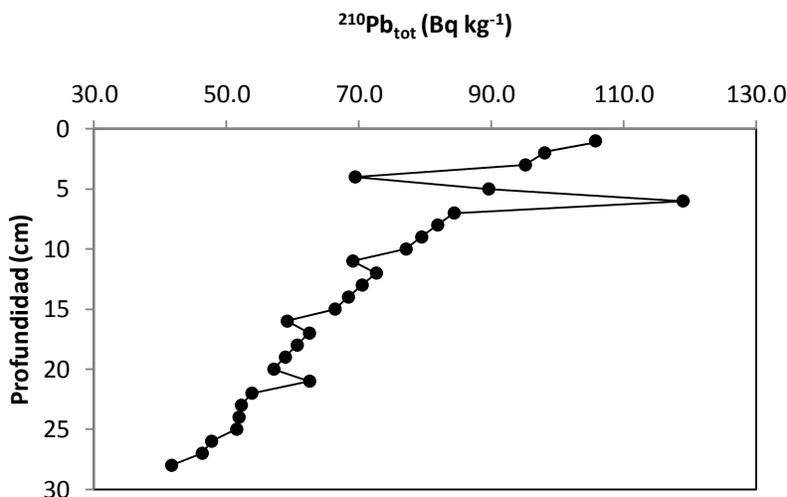


Figura 3.3. Perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ contra la profundidad del núcleo sedimentario GF04 del Golfo de Fonseca.

3.2.2. ^{210}Pb soportado ($^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$)

El valor de concentración de $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ en los sedimentos puede obtenerse de las siguientes maneras: 1) calculando el promedio de las concentraciones de la parte asintótica del perfil que se mantienen casi constantes con respecto a la profundidad, o 2) midiendo los valores del ^{214}Pb y ^{214}Bi asumiendo equilibrio secular con el ^{210}Pb mediante espectrometría gamma [27].

En este estudio se determinó por el promedio de los valores del $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ de las últimas tres profundidades, determinando así el valor de $45.2 \pm 3.2 \text{ Bq kg}^{-1}$.

3.2.3. ^{210}Pb en exceso ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$)

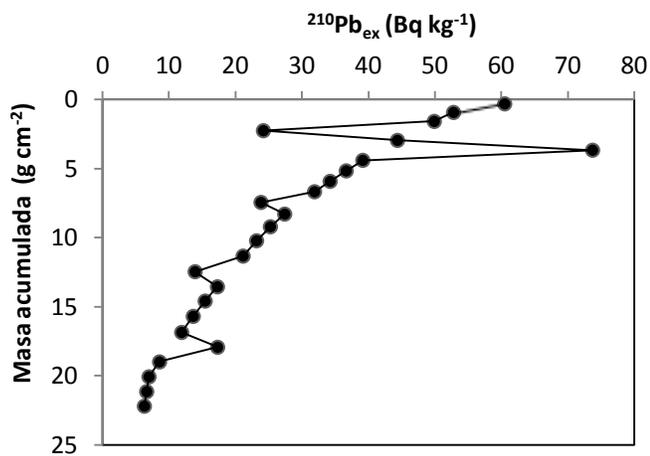
Es proveniente principalmente del depósito atmosférico directo, es el valor necesario para realizar el fechado de un núcleo sedimentario, así como los cálculos de las tasas de sedimentación y acumulación y se determina mediante la siguiente ecuación [36, 28]:

$$\text{Pb}_{\text{Exceso}}^{210} = \text{Pb}_{\text{Total}}^{210} - \text{Pb}_{\text{soportado}}^{210} \quad \text{EC. 26}$$

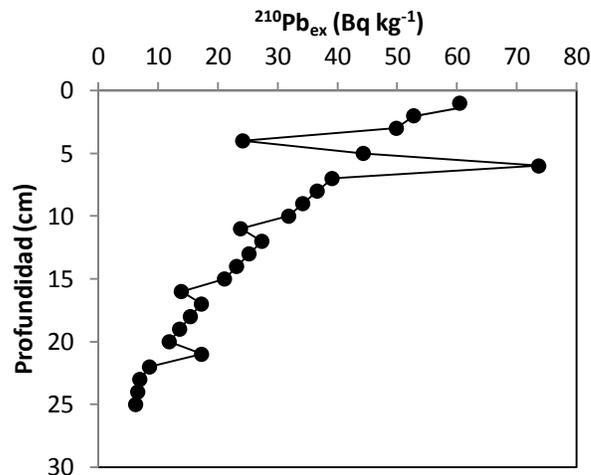
En el núcleo del Golfo de Fonseca (Figura.3.4 a), el intervalo de concentraciones de la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ fue de 6.3 a 73.7 Bq kg⁻¹. Estos valores son comparables con los valores de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ de otras regiones y están dentro de los valores típicos de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ de estuarios tropicales y subtropicales en el mundo (Tabla 3.2).

Tabla 3.2. Valores máximos de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Bq kg⁻¹) en diversos sistemas costeros.

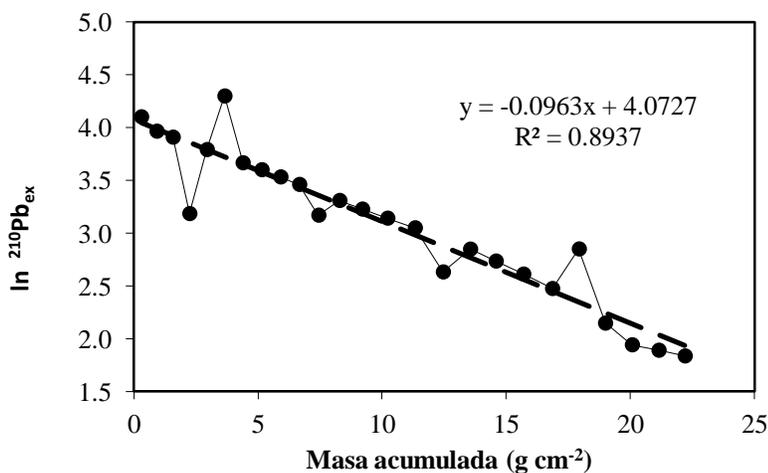
Sistema Costero	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Bq kg ⁻¹)	Referencia
Bahía San Francisco, E.E.U.U.	33	Fuller <i>et al.</i> , 1999. [51]
Lagunas Costeras de Sinaloa, México	33	Ruiz-Fernández <i>et al.</i> , 2009. [52]
Estuario Sagua, Cuba	58	Díaz-Asencio <i>et al.</i> , 2009. [53]
Bahía Daya, China	60	Du <i>et al.</i> , 2008. [54]
Laguna Mitla, México	87	Páez-Osuna y Mandelli, 1984. [55]
Golfo Tehuantepec, México	103,1	Vásquez Bedoya, Luis Fernando, 2006. [21]
Estuario del río Coatzacoalcos, México	47	Rosales-Hoz <i>et al.</i> , 2003. [56]
Golfo de Fonseca	73,7	Este estudio



a)



b)



c)

Figura 3.4. Perfiles de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ y $\ln ^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ contra la profundidad y contra la masa acumulada del núcleo sedimentario GF04.

3.2.4. Fechado con ^{210}Pb

3.2.4.1. Selección del modelo

Para llevar a cabo el fechado en el núcleo se seleccionó el modelo CFCS, basado en la relación altamente significativa $P < 0.05$ y $r > 0.90$. Si bien los coeficientes de correlación obtenidos para la relación $\ln ^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ con la masa acumulada (g cm^{-2}) para el núcleo GF04 del Golfo de Fonseca es significativo $r > 0.93$, $P < 0.05$, Fig.3.4 c, existe también una

dispersión significativa de los puntos en los estratos 3 a 5 cm en el núcleo. Este modelo incluye un flujo constante de ^{210}Pb independientemente de las variaciones en el flujo sedimentario [34, 35].

En la Figura. 3.5 se muestra la geocronología realizada. Adicionalmente este modelo permitió estimar los cambios en las tasas de sedimentación del sitio de estudio.

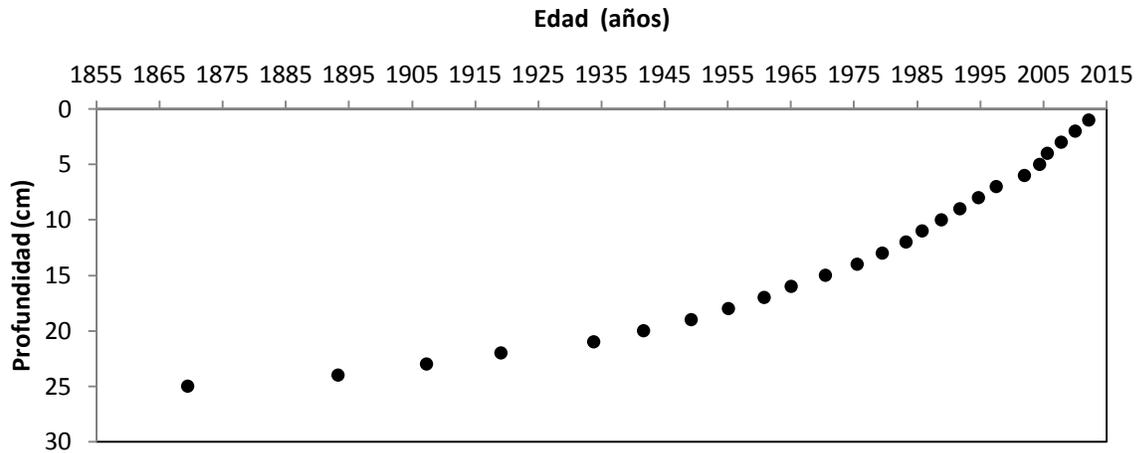


Figura 3.5. Fechado calculado de acuerdo al modelo CFCS para el núcleo sedimentario GF04 del Golfo de Fonseca.

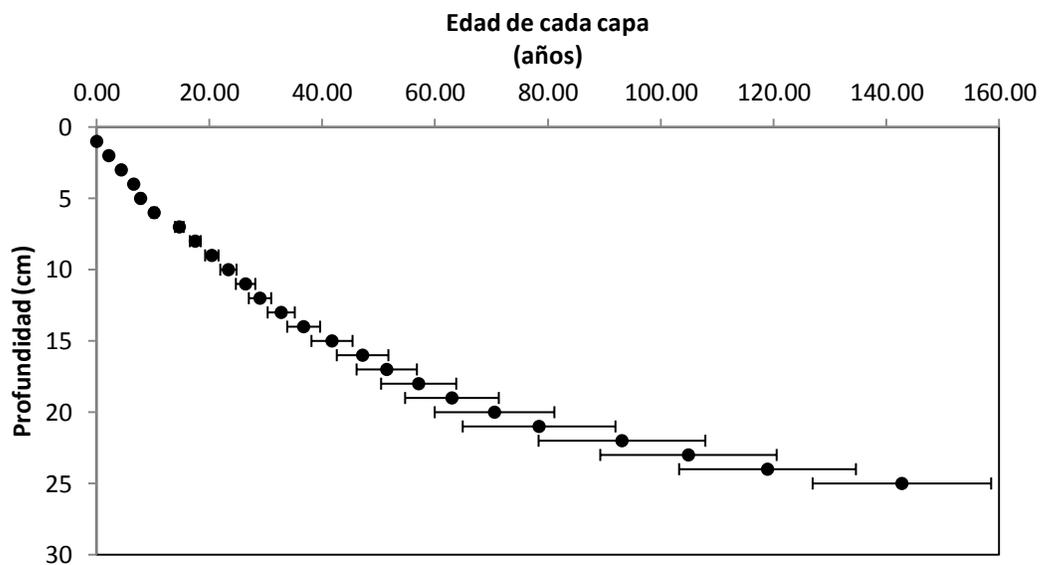


Figura 3.6. Edad de cada capa sedimentaria para el núcleo GF04 del Golfo de Fonseca.

Al realizar un perfil entre la profundidad del sedimento y edad (figura 3.6) se ve evidenciando que los centímetros inferiores de sedimento tienen mayor edad que los centímetros superiores; esta aseveración valida, de alguna forma, el modelo cronológico aplicado, ya que a través de este se confirma la hipótesis de que las capas antiguas están a mayor profundidad que las capas nuevas.

3.2.5. Tasas de Acumulación y Sedimentación

El modelo CFCS, incorpora simultáneamente las hipótesis de flujo constante del modelo CF y de la tasa de acumulación másica constante del modelo CS, esto permite obtener tasas de acumulación medias y tasas de sedimentación y acumulación másica para cada muestra analizada.

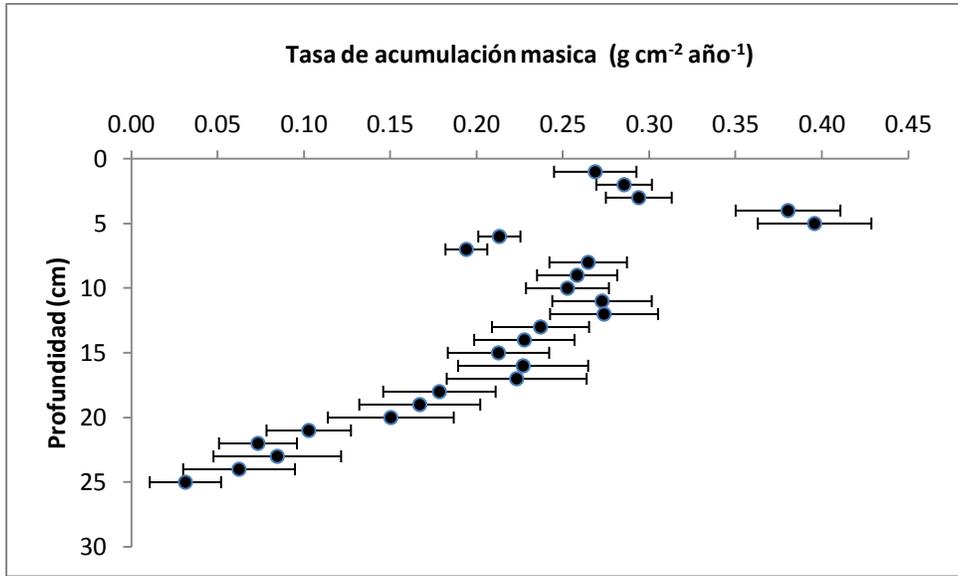
Para el núcleo sedimentario del Golfo de Fonseca se encontró una tasa de acumulación másica media de $0.324 \pm 0.023 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y una tasa de sedimentación media de $0.351 \pm 0.027 \text{ cm año}^{-1}$.

En el núcleo GF04 (Figura. 3.7 a y 3.7 b) la tasa de acumulación másica varió de 0.03 a $0.40 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$, y la de sedimentación osciló de 0.03 a 0.57 cm año^{-1} . Tanto el perfil de la tasa de acumulación como el de la tasa de sedimentación, presentan incrementos importantes hacia las capas más recientes. El primer incremento, tanto en la tasa de acumulación como en la de sedimentación ubicado a 4 y 5 cm de profundidad de la columna sedimentaria, pudo haber sido ocasionado por procesos de erosión o escorrentías por lluvias, que incrementaron la cantidad de sedimento suministrado.

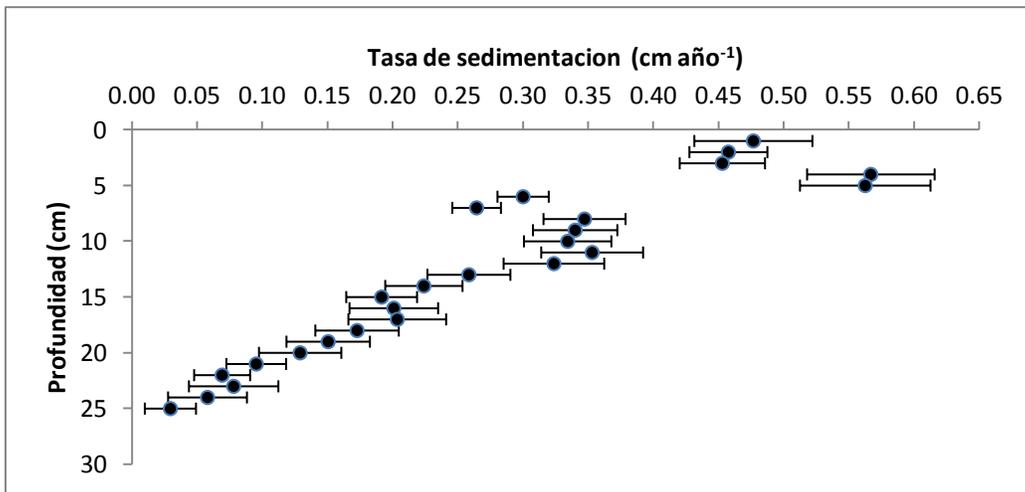
Los valores de tasas de acumulación y sedimentación en el núcleo del Golfo de Fonseca, son comparables con valores obtenidos para diversos sistemas acuáticos en el mundo (Tabla 3.3).

Tabla 3.3. Intervalos de valores de tasas de sedimentación (cm año^{-1}) y acumulación ($\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$) en diversos sistemas acuáticos en el mundo.

Sistema	Tasa de sedimentación (cm año^{-1})	Tasa de acumulación ($\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$)	Referencia
Thane Creek, India	0.32 - 0.92	0.08 - 0.21	Jha <i>et al.</i> , 2003. [45]
Bahía Guanabara, Brasil	0.86 - 2.2	-----	Godoy <i>et al.</i> , 1998. [46]
Río Taunton, E.U.A.	0.56 - 0.94	-----	Cantwell <i>et al.</i> , 2007. [47]
Bahía de la Habana, Cuba	0.20- 1.3	-----	Gelen <i>et al.</i> , 2003. [44]
Bahía de Cienfuegos, Cuba	-----	0.3 - 0.5	Alonso-Hernández <i>et al.</i> , 2006. [48]
Estuario Oum Er Bia, África	0.38 - 0.68	-----	Zourarah <i>et al.</i> , 2008. [43]
Río Culiacán, México	0.04 - 1.2	0.04 - 1.7	Ruiz-Fernández <i>et al.</i> , 2002. [42]
Río San Antonio (estuario del río Coatzacoalcos, México)	0.07 - 0.91	0.10 - 1.23	Bojorquez Sánchez, Sara [18]
Arroyo San Francisco (estuario del río Coatzacoalcos, México)	0.05 - 0.54	0.08 - 1.35	Bojorquez Sánchez, Sara [18]
Bahía San Francisco, USA	2.2	-----	Watson (2004) [38]
Horrid Hill, Medway estuary, UK	0.35–0.85	-----	Cundy <i>et al.</i> (2007) [39]
Montportail-Brouage, Marennes-Oléron Bay, France	0.26–0.95	-----	Gouleau <i>et al.</i> (2000) [40]
Humber estuary (Skeffling), UK	0.6–0.8	-----	Andersen <i>et al.</i> (2000) [41]
Golfo Tehuantepec, México	0.03 - 0.21	0.05- 0.29	Vásquez Bedoya, Luis Fernando, 2006. [21] Ruiz Fernández <i>.,et al.</i> 2009 [57]
Golfo de Fonseca, El Salvador	0.03 a 0.57	0.03 a 0.40	Este estudio

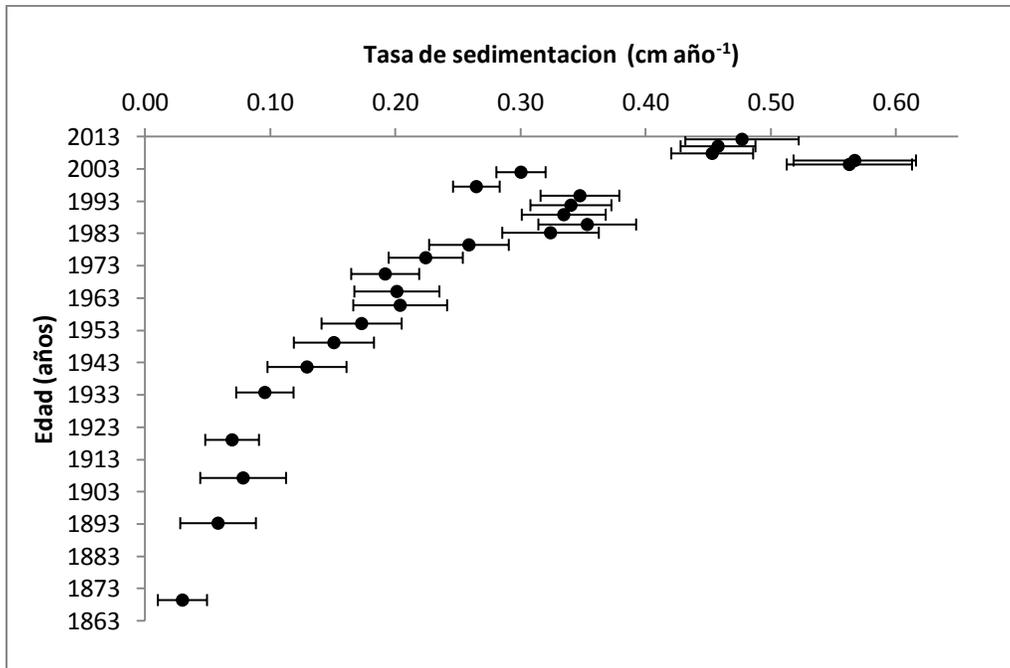


a)

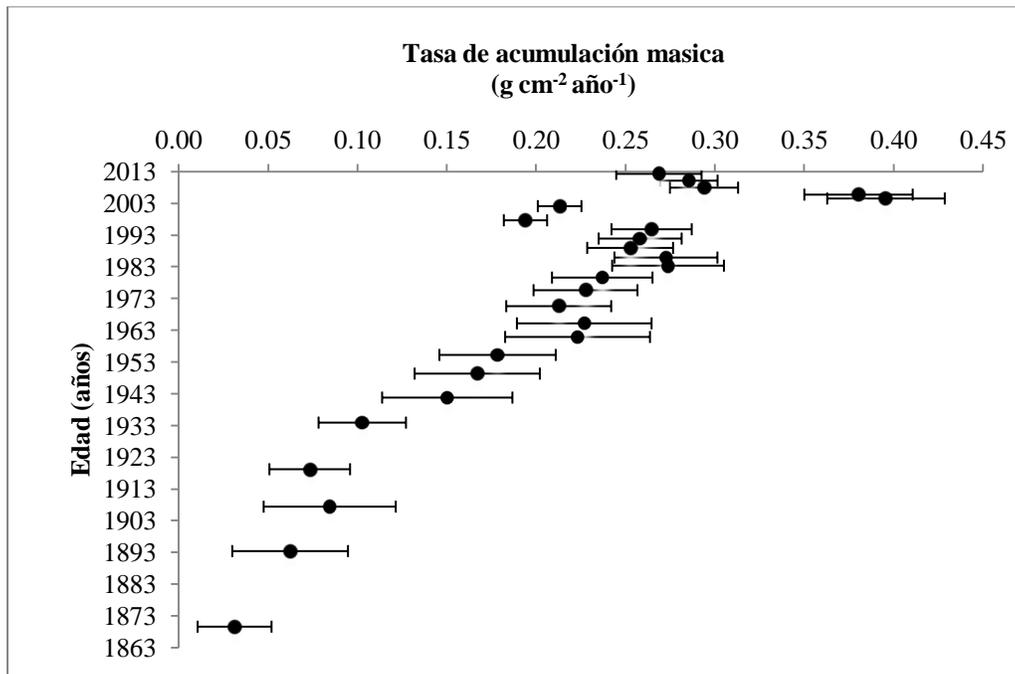


b)

Figura 3.7. Perfiles a) tasa de acumulación másica contra la profundidad y b) tasa de sedimentación contra la profundidad.



a)



b)

Figura 3.8. Perfiles de a) tasa de sedimentación contra la edad y b) tasa de acumulación másica contra la edad.

Como se puede observar en la Figura 3.8. El valor máximo de las tasas de sedimentación se llevo a cabo en el año 2006, que fue de 0.57 ± 0.05 cm/año; esto coincide con la construcción del puerto de La Unión Centroamericana, el cual fue construido entre los años 2005-2008, y también en el año 2005 se tuvo un evento meteorológico importante como lo fue el huracán Stan generando inundaciones en el país principalmente en la zona costera, que también pudo contribuir al aporte de sedimento a la zona de estudio e incrementar las tasas de sedimentación.

Desde el año 2009 al año 2011, también se presentaron una serie de eventos meteorológicos como lo fueron: Ida (2009), Agatha (2010), Depresión Tropical 12E y Bajas Presiones (2011), coincidiendo en estos años incrementos significativos en las tasas de sedimentación como se muestra en la Figura 3.8.

Capítulo 4 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

4.1 CONCLUSIONES

- Se realizó la reconstrucción histórica de los cambios en las tasas de sedimentación en el núcleo recolectado en el Golfo de Fonseca, departamento de La Unión, utilizando el método de fechado de ^{210}Pb , bajo la suposición de que existe un suministro constante de ^{210}Pb .
- Las tasas de sedimentación en el núcleo GF04 del Golfo de Fonseca variaron entre 0.03 y 0.57 cm año^{-1} y mediante el modelo CFCS se encontró una tasa de sedimentación promedio de $0.351 \pm 0.027 \text{ cm año}^{-1}$.
- Las tasas de acumulación másica para el núcleo GF04 del Golfo de Fonseca fluctuaron entre 0.03 y 0.40 $\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y Mediante el modelo CFCS se encontró una tasa de acumulación másica promedio de $0.324 \pm 0.023 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y
- El valor máximo de las tasas de sedimentación se llevo a cabo en el año 2006, que fue de $0.57 \pm 0.05 \text{ cm/año}$; esto coincidió con la construcción del puerto de La Unión Centroamericana (2005-2008), y también en el año 2005 se tuvo un evento meteorológico importante como lo fue el huracán Stan, que también pudo contribuir al aporte de sedimento a la zona de estudio e incrementar así las tasas de sedimentación.
- Se debe considerar a este estudio como una primera aproximación cuantitativa a la evolución erosional del Golfo de Fonseca. Por lo tanto, a pesar de que los índices de erosión no sean completamente exactos, son útiles comparativamente entre sí, para determinar las tendencias degradativas de los suelos de la cuenca. Igualmente se reconoce la necesidad de realizar estudios más detallados al respecto.

4.2 RECOMENDACIONES

- Se recomienda medir el radioisótopo ^{137}Cs con el fin de corroborar las fechas obtenidas con el método de ^{210}Pb .
- Es necesario realizar otros estudios como susceptibilidad magnética, toma de radiografías para estimar la densidad del núcleo y así tener una mejor caracterización del núcleo sedimentario.
- Es preciso realizar más estudios, para tener una mejor visión de los cambios que ha sufrido la zona y tener una mejor aproximación en las tasas de sedimentación.
- Se sugiere recolectar núcleos de mayor profundidad, para tener mejores resultados y obtener una caracterización más completa en el tiempo de formación de las diferentes capas sedimentarias.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] J. Soto, J. Gómez, O. Díaz, A. Gelen. **ESTUDIO DE TASAS DE SEDIMENTACION Y DATACION DE SEDIMENTOS EN LA BAHIA DE SANTANDER (ESPAÑA)**. Revista Cubana de Física, Vol. 17 N° 1-2, 2000.
- [2] Carlos Alonso-Hernández, Misael Díaz-Asencio, Jordi García-Orellana Sandor Mulsow, José Marcus de Oliveira Godoy, Ana Carolina Ruiz-Fernández y Joan-Albert Sánchez-Cabeza. **Radiocronología de sedimentos costeros utilizando ^{210}Pb : modelos, validación y aplicaciones**. IAEA (International Atomic Energy Agency). Mónaco.
- [3] Thompson & Turk. Introduction to physical Geology.
- [4] Juan Pablo Bernal, Laura E. Beramendi Orosco, Karina C. Lugo-Ibarra, Luis Walter Daesslé. **Revisión a algunos geocronómetros radiométricos aplicables al Cuaternario**. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen 62, num.3, 2010: 305-323. <http://www.sedin.org/PDFS/CC-03A.pdf>
- [5] LOS SEDIMENTOS OCEÁNICOS COMO IMAGEN DEL PASADO
http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen1/ciencia2/12/htm/sec_11.html
- [6] Marco A. Salamanca Bibiana Jara. **Distribución y acumulación de plomo (Pb y ^{210}Pb) en sedimentos de los fiordos de la xi región. Chile**, Cienc. Tecnol. Mar 26 (2): 61-71, 2003. <http://www.cona.cl/ctmol2/vol26-2/Salamanca/Salamanca.pdf>
- [7] SEDIMENTACIÓN Y ESTRATIFICACIÓN (1)
<http://www.cienciaybiologia.com/geologia/sedimentacion.htm>

[8] LOS SEDIMENTOS OCEÁNICOS

http://www.mardechile.cl/index.php?option=com_content&task=view&id=350&Itemid=31

[9] C. Espinoza. Propiedades físicas del agua subterránea y acuíferos I, CI51J Hidráulica de Aguas Subterráneas y Su Aprovechamiento. Semestre Otoño 2004, Universidad de Chile. <http://www.cec.uchile.cl/~ci51j/txt/Apuntes/Tema02.pdf>

[10] Propiedades de los Sedimentos. <http://biblioteca.ucv.cl/poseidon/libros/libro1/i31.html>

[11] MÉTODOS DE DATACIÓN.

<http://www.telefonica.net/web2/imix/LogRad/metodos.htm>

[12]. Harold S. Slusher. Las Dataciones radiométricas, crítica, SEDIN 2003.

[13] Appleby P.G, Oldfield F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena* 5 (1978) 1-8.

[14] Antonio Ferrer Soria, Física Nuclear y de Partículas, 2ª edición. Universidad de Valencia, GUADA Impressors, SL. 2006.

[15] M. J. Keen. An Introduction to Marine Geology. Pergamon Press First edition 1968.

[16] Charles C. Plummer, David McGeary. Physical Geology, sixth edition

[17] RUIZ-FERNÁNDEZ, A. C., PÁEZ-OSUNA F., MACHAIN-CASTILLO M. L., ARELLANO-TORRES E. ^{210}Pb geochronology and trace metal fluxes (Cd, Cu and Pb) in the Gulf of Tehuantepec, South Pacific of Mexico. *Journal of Environmental radioactivity* 76 (2004) 161-175.

- [18] Bojorquez Sánchez, Sara, GEOCRONOLOGIA RECIENTE (^{210}Pb) EN EL RIO COATZACOALCOS. 2009. ICMYL Unidad Mazatlán, UNAM.
- [19] Víctor Manuel Martínez. Fechamiento de Sedimentos en el Mar Caribe de Nicaragua, Bahía de Bluefields, utilizando técnicas adicionales al análisis de Plomo-210.26 Marzo 2010, Centro para la Investigación en Recursos Acuáticos de Nicaragua.
- [20] Arvizu, María Daniela. GEOCRONOLOGIA DE LA ACUMULACION DE METALES PESADOS EN MARISMAS DE LAS LAGUNAS CHIRICAHUETO Y ESTERO DE URIAS, SIANLOA. 2004. ICMYL Unidad Mazatlán, UNAM.
- [21] Vásquez Bedoya, Luis Fernando. GEOCRONOLOGIA RECIENTE (^{210}Pb) DE LA EVOLUCION DE LA CONTAMINACION EN LA ZONA COSTERA DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC. 2006. ICMYL Unidad Mazatlán, UNAM.
- [22] José Antonio Luque Marín. Marco crono estratigráfico y tasas de sedimentación en el Lago de Sanabria. Disponible en internet:
<http://www.tesisenred.net/bitstream/handle/10803/1971/PART06.pdf?sequence=10>
- [23] Cordales Lenin. 2001. Corredor Biológico Golfo de Fonseca Regional Guatemala: PROARCA /COSTAS.59 pp.
- [24] A.C. Ruiz-Fernández y J.A. Sánchez-Cabeza. Guía para el uso de sedimentos en la reconstrucción histórica de la contaminación en zonas costeras. IAEA (International Atomic Energy Agency).
- [25] DIAGNOSTICO DEL ESTADO DE LOS RECURSOS NATURALES, SOCIOECONÓMICOS E INSTITUCIONALES DE LA ZONA COSTERA DEL GOLFO DE FONSECA. Diagnostico de El Salvador, Proyecto Regional Conservación de los Ecosistemas Costeros del Golfo de Fonseca (PROGOLFO)

- [26] Goldberg E.D. (1963). Geochronology with ^{210}Pb , In: Radioactive Dating. *Proceedings of a Symposium*, International Atomic Energy, Vienna., 121-131.
- [27] Appleby P. G., 2001. Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. Kluwer Academic Publishers, Netherlands. 1: 2-32.
- [28] Sorgente D., Frignani M., Langone L., Ravaioli M., 1999. Chronology of Marine Sediments, Interpretation of activity-depth profiles of ^{210}Pb and other radioactive tracers, Part I. Consiglio Nazionale delle Ricerche Institute per la Geologia Marina, Bologna. 32 pp.
- [29] Pfaunkuch H.O.; R. Paulson. Grain Size Distribution and Hydraulic Properties. http://faculty.njcu.edu/wmontgomery/Coastal_Zone/Grain%20Size%20Distribution.htm
- [30] Uwitec Sampling Equipment. <http://www.uwitec.at/html/frame.html>
- [31] Appleby P. G., Oldfield F., 1992. Application of lead-210 to sedimentation studies, p. 731-778. In: M. Ivanovich and R.S. Harmon (eds.), Uranium series disequilibrium, Application to Earth. Marine and Environmental Science, Chapter 21. Oxford University. Oxford, 910 pp.
- [32] Herrera Nestor. 2001. Corredor Biológico Golfo de Fonseca El Salvador. Comisión Centroamericana de Ambiente y Desarrollo. 59pp.
- [33] Berner Robert A., 1971. Principles of Chemical Sedimentology. McGraw-Hill, Ohio, 240 pp.
- [34] Sorgente D., Frignani M., Langone L., Ravaioli M., 1999. Chronology of Marine Sediments, Interpretation of activity-depth profiles of ^{210}Pb and other radioactive

tracers, Part I. Consiglio Nazionale delle Ricerche Istituto per la Geologia Marina, Bologna. 32 pp.

- [35] Robbins J. A., 1978. Geochemical and geophysical application of radioactive lead isotopes, p. 332-367. In: J. O. Nriagu (ed.), *Biogeochemistry of lead in the environment*. Elsevier Scientific, Amsterdam.
- [36] Shukla-Bhagwan S., 1943. *Sedimentation rate through environmental radioactivity (models and applications)*. Environmental research and publications Inc., Ontario, 192 pp.
- [37] Appleby P. G., 2008. Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review. *The Holocene*. 28 (1): 83-93.
- [38] Watson, E.B., 2004. Changing elevation, accretion, and tidal marsh plant assemblages in a South San Francisco Bay tidal marsh. *Estuaries and Coasts* 27 (4), 684–698.
- [39] Cundy, A.B., Lafite, R., Taylor, J.A., Hopkinson, L., Deloffre, J., Charman, R., Gilpin, M., Spencer, K.L., Care, P.J., Heppell, C.M., Ouddane, B., De Wever, S., Tuckett, A., 2007. Sediment transfer and accumulation in two contrasting salt marsh/mudflat systems: the Seine estuary (France) and the Medway estuary (UK). *Hydrobiology* 588, 125–134.
- [40] Gouleau, D., Jouanneau, J.M., Weber, O., Sauriau, P.G., 2000. Short- and long-term sedimentation on Montportail-Brouage intertidal mudflat, Marennes-OleHron Bay (France). *Continental Shelf Research* 20, 1513–1530
- [41] Andersen, T.J., Mikkelsen, O.A., Møller, A.L., Pejrup, M., 2000. Deposition and mixing depths on some European intertidal mudflats based on ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs activities. *Continental Shelf Research* 20, 1569–1591.

- [42] Ruiz-Fernández A. C., Hillaire-Marcel C., Ghaleb B., Soto-Jiménez M., Páez-Osuna F., 2002. Recent sedimentary history of anthropogenic impacts on the Culiacan River Estuary, Northwestern Mexico: geochemical evidence from organic matter and nutrients. *Environmental Pollution*. 118: 365-377.
- [43] Zourarah B., Maanan M., Robin M., Carruesco C., 2008. Sedimentary records of anthropogenic contribution to heavy metal content in Oum Er Bia estuary (Morocco). *Environmental Chemistry Letters*. 7: 67-78.
- [44] Gelen A., Díaz O., Simón M. J., Herrera E., Soto J., Gómez J., Ródenas C., Beltrán J., Ramírez M., 2003. ^{210}Pb dating of sediments from Havana Bay. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 256: 561-654.
- [45] Jha S. K., Chavan S. B., Pandit G. G., Sadasivan F., 2003. Geochronology of Pb and Hg pollution in a coastal marine environment using global fallout ^{137}Cs . *Journal of Environmental Radioactivity*. 69: 145-157.
- [46] Godoy J. M., Moreira I., Bragaça M. J., Wanderley C., Mendes L. B., 1998. A study of Guanabara Bay sedimentation rates. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 227: 157-160.
- [47] Cantwell-Mark G., King-John W., Burgess-Robert M., Appleby-Peter G., 2007. Reconstruction of contaminant trends in a salt wedge estuary with sediment cores dated using a multiple proxy approach. *Marine Environmental Research*. 64: 225-246
- [48] Alonso-Hernández C. M., Díaz-Asencio M., Muñoz-Caravaca A., Delfanti R., Papucci C., Ferretti O., Crovato C., 2006. Recent changes in sedimentation regime in Cienfuegos Bay, Cuba, as inferred from ^{210}Pb and ^{137}Cs vertical profiles. *Continental Shelf Research* 26: 153-167.

- [49] Marco Cisternas, Alberto Araneda, Oscar Retamal y Roberto Urrutia. Variaciones históricas en las tasas de erosión-sedimentación de un cuerpo lacustre antropizado: Utilización de geocronología radioisotópica. *Revista de Geografía Norte Grande*, 24: 15 1-156 (1997). Disponible en internet:
http://www.geo.uc.cl/html/revista/PDF/RGNG_N24/Art_16.pdf
- [50] Guía de Laboratorio de Construcción I, UCA. 1996. “Standard Test Method For Materials Finer Than 75 μm Sieve in Mineral Aggregates by Washing” Método de ensayo estándar para material más fino que la malla N° 200 (75 μm) en agregado mineral por lavado.
- [51] Fuller C. C., Van Geen A., Baskaran M., Anima R., 1999. Sediment chronology in San Francisco Bay, California, defined by ^{210}Pb , ^{234}Th , ^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$. *Marine Chemistry*. 64: 7-27.
- [52] Ruiz-Fernández A., 1999. Distribución espacial temporal de metales pesados en sedimentos lacustres de la cuenca de México: Chalco, Texcoco y Cuautitlán Izcalli, Estado de México. Tesis Doctoral, ICMYL-UNAM, 204.
- [53] Díaz-Asencio M., Alonso-Hernández C. M., Bolanos-Álvarez Y., Gómez-Batista M., Pinto V., Morabito R., Hernández-Albernas J. I., Eriksson M., Sánchez-Cabeza J. A., 2009. One Century sedimentary record of Hg and Pb pollution in the Sagua estuary (Cuba) derived from ^{210}Pb and ^{137}Cs chronology. *Marine Pollution Bulletin*. 59: 108-115.
- [54] Du J. Z., Mu H. D., Song Q., Yan S. P., Gu Y. J., Zhang J., 2008. 100 years of sediment history of heavy metals in Daya Bay, China. *Water Air Soil Pollution*. 190: 343-351.
- [55] Páez-Osuna F., Mandelli E. F., 1984. ^{210}Pb in a tropical coastal lagoon sediment core. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 20: 367-374.

- [56] Rosales-Hoz L., Cundy A.B., Bahena-Manjarrez J.L., 2003. Heavy metals in sediment cores from a tropical estuary affected by anthropogenic discharges: Coatzacoalcos estuary, Mexico. *Estuarine Coastal and Shelf Science*. 58: 117-126.
- [57] Ruiz-Fernandez *et al.* 2009. Changes of coastal sedimentation in the Gulf of Tehuantepec, South Pacific Mexico, over the last 100 years from short-lived radionuclide measurements, Mexico. *Estuarine Coastal and Shelf Science*. 82: 525–536.

ANEXOS

Anexo 1. Valores de humedad (%) para el núcleo GF04

Profundidad (cm)	Humedad (%)
1	81.04
2	77.04
3	75.82
4	72.79
5	71.75
6	70.05
7	68.69
8	67.20
9	67.08
10	67.00
11	63.79
12	59.13
13	48.04
14	43.30
15	40.68
16	40.94
17	42.18
18	42.55
19	42.27
20	43.29
21	44.58
22	44.26
23	44.29
24	43.84
25	46.16
26	48.37
27	47.62
28	47.55

Anexo 2. Valores de humedad (%) para el núcleo GF09.

Profundidad (cm)	Humedad (%)
1	76.76
2	71.44
3	69.82
4	68.37
5	70.98
6	68.12
7	69.18
8	68.23
9	69.13
10	68.33
11	68.23
12	68.96
13	70.86
14	69.70
15	69.39
16	69.32
17	68.57
18	67.28
19	68.17
20	69.05
21	68.25
22	66.75
23	68.44
24	68.34
25	67.91
26	65.92
27	65.00
28	66.13
29	66.70
30	66.39
31	62.06
32	56.43
33	56.50
34	57.89
35	55.59
36	39.10
37	44.96
38	42.22

Anexo 3. Valores de PPI (%) (Perdidas Por Ignición) para el núcleo GF04.

Profundidad (cm)	Muestra inicial (g)	Muestra final (g)	PPI ₅₅₀ (%)
1	0.47	0.38	18.21
2	0.46	0.39	15.43
3	0.46	0.38	15.79
4	0.48	0.41	14.41
5	0.48	0.41	14.81
6	0.50	0.43	13.70
7	0.44	0.38	13.40
8	0.50	0.44	12.77
9	0.46	0.40	12.56
10	0.44	0.38	13.49
11	0.45	0.39	12.57
12	0.41	0.37	9.52
13	0.42	0.38	9.81
14	0.45	0.42	5.69
15	0.46	0.43	6.26
16	0.43	0.40	7.02
17	0.46	0.43	6.83
18	0.46	0.43	7.05
19	0.45	0.42	6.49
20	0.44	0.41	7.04
21	0.48	0.44	8.12
22	0.42	0.39	7.24
23	0.50	0.45	9.15
24	0.52	0.47	9.38
25	0.48	0.44	7.30
26	0.47	0.43	8.72
27	0.45	0.40	10.87
28	0.52	0.47	9.88

Anexo 4. Valores de PPI (%) (Perdidas Por Ignición) para el núcleo GF09.

Profundidad (cm)	Muestra inicial (g)	Muestra final (g)	PPI ₅₅₀ (%)
1	0.48	0.40	16.22
2	0.47	0.40	15.59
3	0.40	0.34	15.32
4	0.43	0.37	13.96
5	0.43	0.37	14.15
6	0.44	0.38	14.96
7	0.48	0.41	15.50
8	0.45	0.39	14.68
9	0.48	0.41	14.47
10	0.49	0.41	14.86
11	0.46	0.39	13.77
12	0.44	0.38	14.95
13	0.45	0.37	16.48
14	0.44	0.37	16.16
15	0.44	0.38	13.57
16	0.45	0.39	13.81
17	0.49	0.41	15.44
18	0.47	0.40	14.75
19	0.41	0.35	14.74
20	0.43	0.36	15.48
21	0.50	0.42	16.42
22	0.43	0.37	14.02
23	0.43	0.36	15.84
24	0.43	0.37	14.18
25	0.50	0.43	13.71
26	0.44	0.38	13.12
27	0.44	0.38	12.84
28	0.42	0.36	13.75
29	0.45	0.39	14.09
30	0.44	0.38	13.94
31	0.43	0.37	11.97
32	0.42	0.37	10.73
33	0.45	0.40	10.17
34	0.43	0.38	11.90
35	0.44	0.40	10.51
36	0.48	0.44	8.26

Anexo 5. Clasificación del sedimento (%) por tamaño de grano para el núcleo GF04.

profundidad (cm)	Arena media (%)	Arena Fina (%)	Arena muy fina (%)	Limos y Arcias (%)
1.5	0.93	31.49	16.53	51.05
3.5	32.57	32.35	35.04	0.03
5.5	4.54	34.24	25.23	36.00
7.5	18.18	37.98	19.71	24.13
9.5	18.25	41.56	19.51	20.68
11.5	12.06	44.04	22.15	21.75
13.5	8.19	67.87	14.50	9.45
15.5	11.32	62.59	15.69	10.39
17.5	14.32	62.53	15.27	7.88
19.5	21.45	54.98	15.45	8.12
21.5	20.25	54.13	15.65	9.97
23.5	19.50	60.81	15.85	3.84
25.5	19.22	49.67	18.43	12.67
27.5	19.79	50.74	19.78	9.70

Anexo 6. Concentraciones de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ y $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Bq kg^{-1}) para el núcleo GF04.

Profundidad (cm)	^{210}Pb (Bq kg^{-1})	$u(^{210}\text{Pb})$ \pm	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Bq kg^{-1})	$u(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}})$ \pm
0.5	105.7	1.0	60.5	1.1
1.5	98.0	2.6	52.8	3.0
2.5	95.1	2.4	49.9	3.5
3.5	69.4	1.5	24.2	3.8
4.5	89.6	2.0	44.4	4.9
5.5	119.0	1.0	73.7	5.6
6.5	84.4	2.1	39.1	6.8
7.5	81.9	2.1	36.7	7.8
8.5	79.5	1.9	34.2	8.7
9.5	77.1	1.8	31.9	9.7
10.5	69.1	1.0	23.8	10.5
11.5	72.6	1.8	27.4	11.6
12.5	70.5	1.8	25.2	12.6
13.5	68.4	1.5	23.2	13.6
14.5	66.4	1.4	21.1	14.6
15.5	59.2	1.2	13.9	15.5
16.5	62.5	1.0	17.3	16.5
17.5	60.7	1.0	15.4	17.5
18.5	58.9	1.5	13.6	18.6
19.5	57.1	1.4	11.9	19.6
20.5	62.5	1.3	17.3	20.5
21.5	53.8	1.5	8.6	21.6

22.5	52.2	1.5	7.0	22.5
23.5	51.9	1.3	6.6	23.5
24.5	52	1.3	6.3	24.5

Anexo 7. Fotografías del Muestreo en el Golfo de Fonseca



Anexo 8. Fotografías del Procesamiento de las Muestras en el Laboratorio



Anexo 9. Edades de cada capa, tasas de acumulación másica $r(i)$, tasas de sedimentación $s(i)$ con sus respectivo error.

Profundidad	Año	$u(t(i))$	$r(i)$	$u(r(i))$	$s(i)$	$u(s(i))$
(cm)	(A.D)	(años)	(g cm⁻² años⁻¹)		(cm años⁻¹)	
1	2012	0.00	0.27	0.02	0.48	0.05
2	2010	0.09	0.29	0.02	0.46	0.03
3	2008	0.20	0.29	0.02	0.45	0.03
4	2006	0.30	0.38	0.03	0.57	0.05
5	2004	0.37	0.40	0.03	0.56	0.05
6	2002	0.50	0.21	0.01	0.30	0.02
7	1998	0.77	0.19	0.01	0.26	0.02
8	1995	0.97	0.26	0.02	0.35	0.03
9	1992	1.19	0.26	0.02	0.34	0.03
10	1989	1.44	0.25	0.02	0.33	0.03
11	1986	1.72	0.27	0.03	0.35	0.04
12	1983	1.98	0.27	0.03	0.32	0.04
13	1980	2.41	0.24	0.03	0.26	0.03
14	1976	2.91	0.23	0.03	0.22	0.03
15	1970	3.64	0.21	0.03	0.19	0.03
16	1965	4.57	0.23	0.04	0.20	0.03
17	1961	5.35	0.22	0.04	0.20	0.04
18	1955	6.66	0.18	0.03	0.17	0.03

19	1949	8.30	0.17	0.04	0.15	0.03
20	1942	10.60	0.15	0.04	0.13	0.03
21	1934	13.54	0.10	0.02	0.10	0.02
22	1919	22.78	0.07	0.02	0.07	0.02
23	1907	31.63	0.08	0.04	0.08	0.03
24	1893	44.67	0.06	0.03	0.06	0.03
25	1869	77.82	0.03	0.02	0.03	0.02
