

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA  
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS**



**CAMBIOS EN PRECIPITACIÓN PLUVIAL Y SUS EFECTOS  
SOBRE LA VEGETACIÓN TERRESTRE Y LA PRODUCTIVIDAD  
MARINA DEL SUR DE BAJA CALIFORNIA, DURANTE LOS  
ÚLTIMOS 5 ka**

**T E S I S**

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS  
PARA OBTENER EL GRADO DE**

**DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**

**PRESENTA**

**CONSTANZA RICAURTE VILLOTA**

**ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO**

**AGOSTO de 2013**

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

POSGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

**CAMBIOS EN PRECIPITACIÓN PLUVIAL Y SUS EFECTOS SOBRE  
LA VEGETACIÓN TERRESTRE Y LA PRODUCTIVIDAD MARINA  
DEL SUR DE BAJA CALIFORNIA, DURANTE LOS ÚLTIMOS 5 ka**

T E S I S

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA  
OBTENER EL GRADO DE  
DOCTOR EN CIENCIAS

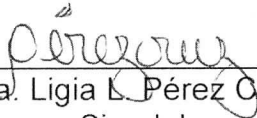
PRESENTA

CONSTANZA RICAURTE VILLOTA

Aprobada por:



Dr. Oscar Efraim González Yajimovich  
Presidente del jurado



Dra. Ligia L. Pérez Cruz  
Sinodal



Dra. Irma Esthela Sorja Mercado  
Sinodal



Dr. Eduardo Santamaría del Ángel  
Sinodal



Dr. Alberto Sánchez González  
Sinodal

## DEDICATORIA

Este trabajo esta dedicado a muchas personas con las que he coincidido a lo largo de mi vida, dejándome lindos recuerdos, llenando mi vida de herramientas para enfrentar las adversidades y disfrutar de los logros. Mi vida en Ensenada es una colección de momentos y seres humanos maravillosos por los que siempre tendré que agradecer y a los que dedico este trabajo.

A mi Familia, un gran regalo que me han dado los angelitos para mostrarme lo que significa el amor incondicional, que la distancia y el tiempo nunca pueden separar los corazones que en verdad se aman.

y

A Don Lucilo y Doña María, mis padres en Ensenada, con sus amorosos cuidados y respaldo me mostraron que ser padres es una tarea que asumimos desde el corazón, que el día a día nos une a la gente, que llevaremos por siempre en el alma

*Soy vecino de este mundo por un rato  
y hoy coincide que también tú estas aquí  
coincidencias tan extrañas de la vida  
tantos siglos, tantos mundos, tanto espacio? y coincidir  
Si navego con la mente en los espacios  
o si quiero a mis ancestros retornar  
agobiado me detengo y no imagino  
tantos siglos, tantos mundos, tanto espacio? y coincidir  
Si en la noche me entretengo en las estrellas  
y capturo la que empieza a florecer  
la sostengo entre las manos más me alarma  
tantos siglos, tantos mundos, tanto espacio? y coincidir  
Si la vida se sostiene por instantes  
y un instante es el momentos de existir  
si tu vida es otro instante.. no comprendo  
tantos siglos, tantos mundos, tanto espacio? y coincidir*

# TABLA DE CONTENIDO

<b>LISTA DE FIGURAS</b>	<b>III</b>
<b>LISTA DE TABLAS</b>	<b>VI</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>VII</b>
<b>RESUMEN GENERAL</b>	<b>X</b>

## CAPITULO I

<b>INTRODUCCIÓN GENERAL</b>	<b>1</b>
1.1 HIPÓTESIS	8
1.2 OBJETIVO GENERAL	9
1.3 PREGUNTAS CIENTÍFICAS RELEVANTES	9
1.4 ÁREA DE ESTUDIO	11
1.5 REFERENCIAS	17

## CAPITULO II

<b>RESPUESTA ACOPLADA DE LA LLUVIA Y LA DESNITRIFICACIÓN AL FORZAMIENTO SOLAR DURANTE EL HOLOCENO EN LA CUENCA ALFONSO</b>	<b>25</b>
RESUMEN	25
ABSTRACT	25
2.1 INTRODUCCIÓN	26
2.2 MATERIALES Y MÉTODOS	32
2.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	37
2.4 CONCLUSIONES	47
2.5 REFERENCIAS	48

## CAPITULO III

<b>EFFECTOS DE LA LLUVIA SOBRE LA PALEOPRODUCTIVIDAD MARINA EN LA BAHÍA DE LA PAZ, MÉXICO A TRAVÉS DEL HOLOCENO MEDIO Y TARDÍO</b>	<b>58</b>
RESUMEN	58
ABSTRACT	59
3.1 INTRODUCCIÓN	59
3.2 MATERIALES Y MÉTODOS	62
3.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	68
3.4 CONCLUSIONES	80
3.5 REFERENCIAS	81

## **CAPITULO IV**

<b><u>ESTUDIO PRELIMINAR DE BIOMARCADORES DE PLANTAS TERRESTRES EN SEDIMENTOS DE CUENCA ALFONSO Y SU RELACION CON EL CLIMA DE LOS ÚLTIMOS ~3.5 KA</u></b>	<b>92</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>92</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>93</b>
<b>4.1 INTRODUCCIÓN</b>	<b>93</b>
<b>4.2 MATERIALES Y MÉTODOS</b>	<b>99</b>
<b>4.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b>	<b>102</b>
<b>4.4 CONCLUSIONES</b>	<b>120</b>
<b>4.5 REFERENCIAS</b>	<b>122</b>

## **CAPITULO V**

<b><u>CONCLUSIONES GENERALES Y ESTUDIOS FUTUROS</u></b>	<b>131</b>
<b>5.1 <u>CONCLUSIONES GENERALES</u></b>	<b>131</b>
<b>5.2 <u>FUTURAS INVESTIGACIONES</u></b>	<b>136</b>
<b>5.3 <u>REFERENCIAS</u></b>	<b>138</b>

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1. ÁREA DE ESTUDIO MOSTRANDO CUENCA ALFONSO Y EL SITIO (ESTRELLA ROJA) DONDE FUERON COLECTADOS LOS NÚCLEOS NH01-15GC3/NH0115MC1, CON QUE SE REALIZÓ ESTA INVESTIGACIÓN. ....	12
FIGURA 1.2. ESQUEMA DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DE GRAN ESCALA EN LA COSTA OESTE DE NORTEAMÉRICA Y EL GOLFO DE CALIFORNIA, MOSTRANDO LA VARIACIÓN ESTACIONAL DE LOS CENTROS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICOS, DIRECCIÓN DE LOS VIENTOS Y SURGENCIAS COSTERAS (TOMADO DE GANESHARAM Y PEDERSEN, 1998).....	16
FIGURA 2.1. MAPA DEL GOLFO DE CALIFORNIA (MÉXICO) QUE MUESTRA LA CUENCA ALFONSO, LA UBICACIÓN DE LOS NÚCLEOS (PUNTO NEGRO) USADOS EN ESTE ESTUDIO Y LAS CORRIENTES SUPERFICIALES EN LA ZONA. EL INSERTO MUESTRA LA BATIMETRÍA (DE SILVERBERG <i>ET AL.</i> , 2009). LA ESCALA DE GRISES MUESTRA LA BATIMETRÍA.....	29
FIGURA 2.2. MODELO DE EDAD PARA LOS NÚCLEOS NH01-15GC3 Y NH01-15MC1 DE LA CUENCA ALFONSO CON BASE EN DATOS DE $^{14}\text{C}$ Y $^{210}\text{Pb}$ (DE GONZÁLEZ-YAJIMOVICH, 2004; GONZÁLEZ-YAJIMOVICH <i>ET AL.</i> , 2007). ....	37
FIGURA 2.3. COMPARACIÓN DE LA IRRADIANCIA GLOBAL CON LOS REGISTROS SEDIMENTARIOS DE LA CUENCA ALFONSO: DIFERENCIA DEL REGISTRO DE LA IRRADIANCIA SOLAR TOTAL (DIST) (STEINHILBER <i>ET AL.</i> , 2009), PROMEDIO DE 50 AÑOS (LÍNEA GRUESA); $\delta^{15}\text{N}$ SEDIMENTARIO (INDICADOR DE LA DESNITRIFICACIÓN); CONTENIDO DE TERRÍGENOS (WT %); RAZÓN C:N DE LA MATERIA ORGÁNICA; Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT) (LOS ÚLTIMOS DOS SE USARON COMO INDICADORES DE LA PRECIPITACIÓN PLUVIAL EN CUENCA ALFONSO). ....	40
FIGURA 2.4. ANÁLISIS DE FACTOR APLICADO A LAS ANOMALÍAS ESTANDARIZADAS DE LOS DIFERENTES TRAZADORES DE PRODUCTIVIDAD, PRECIPITACIÓN PLUVIAL Y DESNITRIFICACIÓN, Y LAS ANOMALÍAS ESTANDARIZADAS DE LA DIFERENCIA DE LA IRRADIANCIA SOLAR TOTAL PARA EL HOLOCENO (DIST) DE STEINHILBER <i>ET AL.</i> (2009). ....	41
FIGURA 2.5. REGISTROS DE $\delta^{15}\text{N}$ SEDIMENTARIO DURANTE EL HOLOCENO PARA EL PACÍFICO NORORIENTAL, MÁRGENES DE CALIFORNIA Y OREGON (KIENAST <i>ET AL.</i> , 2002), MARGEN DE MAZATLÁN (GANESHARAM <i>ET AL.</i> , 2000), Y GOLFO DE TEHUANTEPEC (HENDY Y PEDERSEN, 2006) Y EL GOLFO DE CALIFORNIA: CUENCA DE GUAYMAS (PRIDE <i>ET AL.</i> , 1999) Y CUENCA ALFONSO (ESTE TRABAJO).....	42
FIGURA 2.6. REGISTROS DE $\delta^{15}\text{N}$ SEDIMENTARIO (INDICADOR DE LA DESNITRIFICACIÓN) Y DE LA PRODUCTIVIDAD MARINA DE LA CUENCA ALFONSO: PORCENTAJE DE SÍLICE BIOGÉNICO, CARBONO ORGÁNICO TOTAL Y CARBONATO DE CALCIO ( $\text{CaCO}_3$ ). LADO DERECHO: TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA (TAM) DE SÍLICE BIOGÉNICO, CARBONO ORGÁNICO TOTAL Y $\text{CaCO}_3$ . ....	44

FIGURA 2.7. ANÁLISIS ESPECTRAL MULTITAPER (MTM, MANN Y LEES 1996) DE $d^{15}N$ , PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT) Y ANOMALÍAS DE LA DIFERENCIA DE IRRADIANCIA SOLAR TOTAL (DIST). N.S. INDICA NIVELES DE SIGNIFICANCIA DE 50%, 90% Y 95%. LAS BARRAS GRISES MUESTRAN LOS PERIODOS EN QUE LAS TRES SERIES CONCUERDAN EN FRECUENCIA. ....	46
FIGURA 3.1. TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA (TAM) DE LOS DIFERENTES PROXIES DE PALEOPRODUCTIVIDAD: LA RAZÓN Ba/Al, SÍLICE BIOGÉNICO (SIB), CARBONO ORGÁNICO TOTAL (COT), CARBONATO DE CALCIO ( $CaCO_3$ ) Y CALCIO, EN CUENCA ALFONSO.....	69
FIGURA 3.2. TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE LOS DIFERENTES PROXIES DE PALEOPRODUCTIVIDAD: LA RAZÓN Ba/Al, SÍLICE BIOGÉNICO (SIB), CARBONO ORGÁNICO TOTAL (COT), CARBONATO DE CALCIO ( $CaCO_3$ ) Y CALCIO (Ca), Y LOS DE PRECIPITACIÓN PLUVIAL: TITANIO (Ti), PORCENTAJE RELATIVO DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT) Y LA RAZÓN MOLAR C:N, EN CUENCA ALFONSO. ....	71
FIGURA 3.3 TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE LOS DIFERENTES PROXIES DE PALEOPRODUCTIVIDAD: LA RAZÓN Ba/Al, SÍLICE BIOGÉNICO (SIB), CARBONO ORGÁNICO TOTAL (COT), CARBONATO DE CALCIO ( $CaCO_3$ ) Y CALCIO (Ca), Y DE HIERRO (Fe) EN CUENCA ALFONSO. ....	71
FIGURA 3.4. COMPARACIÓN DEL PORCENTAJE DE TITANIO DE CUENCA CARIACO (HAUG <i>ET AL.</i> , 2001) Y LAS TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA ( $Mg\ CM^{-2}\ AÑO^{-1}$ ) DE TITANIO DE CUENCA ALFONSO.....	74
FIGURA 3.5. COMPARACIÓN DEL PORCENTAJE DE TITANIO DE CUENCA CARIACO (HAUG <i>ET AL.</i> , 2001) Y LAS TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA ( $MG\ CM^{-2}\ AÑO^{-1}$ ) DE TERRÍGENOS DE CUENCA ALFONSO. LAS BARRAS GRISES MARCAN PERIODOS CLIMÁTICOS DE ESCALA HEMISFÉRICA, COMO LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO (PEH) Y EL PERIODO CÁLIDO MEDIEVAL (PCM). ....	75
FIGURA 3.6. COMPARACIÓN DEL $\delta^{18}O$ DE UNA ESPELEOTEMA DE PINK PANTER CAVE, NUEVO MÉXICO (ASMEROM <i>ET AL.</i> , 2007) Y EL PORCENTAJE DE TERRÍGENOS DE CUENCA ALFONSO. ....	77
FIGURA 4.1. DISTRIBUCIONES DE <i>N</i> -ALCANOS ( $C_{14} - C_{33}$ ) DURANTE 0.117, 0.278 Y 0.308 KA AP EN RELACIÓN CON LOS REGISTROS DE TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TERRÍGENOS Y TITANIO, RAZÓN C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT) DESDE EL PRESENTE HASTA 0.7 KA A.P. ....	106
FIGURA 4.2. DISTRIBUCIONES DE <i>N</i> -ALCANOS ( $C_{14} - C_{33}$ ) DURANTE 0.766, 1.257 Y 1.503 KA AP EN RELACIÓN CON LOS REGISTROS DE TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TERRÍGENOS Y TITANIO, RAZÓN C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT) DESDE 0.7 HASTA 1.7 KA A.P. ....	107
FIGURA 4.3. DISTRIBUCIONES DE <i>N</i> -ALCANOS ( $C_{14} - C_{33}$ ) DURANTE 1.748, 2.240 Y 2.485 KA AP EN RELACIÓN CON LOS REGISTROS DE TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TERRÍGENOS Y TITANIO, RAZÓN C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT) DESDE 1.7 HASTA 2.7 KA A.P. ....	107

FIGURA 4.4. DISTRIBUCIONES DE <i>N</i> -ALCANOS (C <sub>14</sub> – C <sub>33</sub> ) DURANTE 3.002, 3.280 Y 3.558 KA AP EN RELACIÓN CON LOS REGISTROS DE TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TERRÍGENOS Y TITANIO, RAZÓN C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT) DESDE 2.7 HASTA 3.7 KA A.P. ....	108
FIGURA 4.5. INDICE ACL Y RAZÓN C <sub>27</sub> /C <sub>31</sub> , EN COMPARACIÓN CON LOS PROXIES DE PRECIPITACIÓN PLUVIAL, TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TERRÍGENOS Y TITANIO, RAZÓN C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT). ....	112
FIGURA 4.6 SUMATORIA DE LAS TASAS DE ACUMULACIÓN DE <i>N</i> -ALCANOS DE CADENA LARGA C <sub>25</sub> A C <sub>33</sub> IMPARES, ΣTAC <sub>25</sub> -C <sub>33</sub> IMPARES, EN COMPARACIÓN CON LOS PROXIES DE PRECIPITACIÓN PLUVIAL, TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TERRÍGENOS Y TITANIO, RAZÓN C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT). ....	114
FIGURA 4.7. PROPORCIÓN DE <i>N</i> -ALCANOS DE CADENA LARGA A <i>N</i> -ALCANOS DE CADENA CORTA, LHC/SHC, EN COMPARACIÓN CON LOS PROXIES DE PRECIPITACIÓN PLUVIAL, TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TERRÍGENOS Y TITANIO, RAZÓN C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE (%MOT). ....	115
FIGURA 4.8. COMPARACIÓN DEL REGISTRO DE TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE <i>N</i> -ALCANOS (C <sub>15</sub> , C <sub>17</sub> Y C <sub>19</sub> ) TRAZADORES DE ORGANISMOS MARINOS CON LOS PROXIES DE PRECIPITACIÓN PLUVIAL (TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TITANIO Y TERRÍGENOS, RAZÓN MOLAR C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE - %MOT). ....	117
FIGURA 4.9. COMPARACIÓN DEL REGISTRO DE TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE <i>N</i> -ALCANOS DE CADENA LARGA (C <sub>21</sub> , C <sub>23</sub> Y C <sub>25</sub> ) TRAZADORES DE PLANTAS ACUÁTICAS CON LOS PROXIES DE PRECIPITACIÓN PLUVIAL (TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TITANIO Y TERRÍGENOS, RAZÓN MOLAR C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE - %MOT). ....	118
FIGURA 4.10. COMPARACIÓN DEL REGISTRO DE TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE <i>N</i> -ALCANOS DE CADENA LARGA (C <sub>27</sub> , C <sub>29</sub> , C <sub>31</sub> Y C <sub>33</sub> ) TRAZADORES DE PLANTAS TERRESTRES CON EL CARBONO ORGÁNICO TOTAL (COT) Y LOS PROXIES DE PRECIPITACIÓN PLUVIAL (TASAS DE ACUMULACIÓN DE MASA DE TITANIO Y TERRÍGENOS, RAZÓN MOLAR C:N Y PORCENTAJE DE MATERIA ORGÁNICA DE ORIGEN TERRESTRE - %MOT). ....	119

## LISTA DE TABLAS

TABLA 4.1. ABUNDANCIA MOLECULAR (NG/G) DE LOS N-ALCANOS DE C <sub>15</sub> A C <sub>28</sub> , EN LOS NÚCLEOS DE SEDIMENTOS NH01-15GC3 Y NH01-15MC1, COLECTADOS EN CUENCA ALFONSO.....	104
TABLA 4.2. ABUNDANCIA MOLECULAR (NG/G) DE LOS N-ALCANOS DE C <sub>29</sub> A C <sub>33</sub> E ÍNDICES DIAGNÓSTICOS ESTÁNDAR, PARA LOS NÚCLEOS DE SEDIMENTOS NH01-15GC3 Y NH01-15MC1, COLECTADOS EN CUENCA ALFONSO.....	105

## **AGRADECIMIENTOS**

Al Dr. Oscar Efraín González Yajimovich por acogerme como su estudiante en el momento en que más apoyo necesitaba y creer en mí. Por hacer de mi doctorado una grata experiencia, alentarme día a día y enseñarme que se puede lograr ser una profesional de la más alta calidad con perseverancia y paciencia.

Al Dr. Alberto Sánchez González por creer en mi y motivarme a seguir adelante, por compartir sus conocimientos, por su paciencia y dedicación que han hecho de mi una mejor profesional y persona. Además por ofrecerme su valiosa amistad y hacer que los momentos más difíciles hayan sido llevaderos.

Al Dr. Eduardo Santamaría del Ángel por que gracias a su ayuda llegué al programa de posgrado, por apoyarme y aconsejarme cuando el panorama se veía poco alentador. Por ofrecerme su amistad sincera durante todos estos años.

A las Dra. Irma Soria Mercado por creer en mi y apoyarme a lo largo de mis estudios de posgrado.

A la Dra. Ligia Perez Cruz por sus comentarios y aportes, claves en el entendimiento del área de estudio.

Al Dr. Sergio Sañudo Wilhelmy de la Universidad del Sur de California por su apoyo en el análisis de los metales, actividad clave en el desarrollo de este estudio.

A Jazbel Araiza, David Romero, Jason Visser y Julian Betancourt por su apoyo durante el trabajo de laboratorio.

A mis profesores y todo el personal de la Facultad de Ciencias Marinas y del Instituto de Investigaciones Oceanológicas, porque todos y cada uno de ellos han hecho parte del conjunto de conocimientos y experiencias que me deja el paso por la Universidad Autónoma de Baja California.

A mis amigos en México Magnolia, Ananda, Gaby, Monse, Ada, Astrid, Arturo, Lupita, Porfirio, Lucho, Santos y Marco, mis hermanos en Ensenada, porque bien se dice que los amigos son la familia que escogemos, por su apoyo y preocupación, por los momentos de risas, por los abrazos y por las palabras de aliento, que estando lejos de mis seres queridos hacen de Ensenada mi segundo hogar.

Al M. en C. Jesús Garay, Subdirector de Investigaciones del INVEMAR, por su apoyo incondicional en todas las actividades necesarias para culminar con éxito mi doctorado.

A Stephanie Kienast por su constructiva revisión preliminar del capítulo 3, así como las revisiones y sugerencias formales de William Berelson (USC), Caty Tems (USC), Jason A Addison (USGS) y un revisor anónimo, las cuales permitieron mejorar el manuscrito correspondiente al capítulo III y su posterior publicación.

Este trabajo fue realizado gracias a la beca de posgrado del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, México), y al proyecto

CONACYT CB-2007-01-80348 Variabilidad Oceanográfica y Climática durante el Holoceno en el Golfo de California“ del Dr. Oscar González Yajimovich. Los análisis de isótopos de carbono se realizaron en CICIMAR-IPN a través del proyecto SIP20110143 del Dr. Alberto Sánchez. Los análisis de *n*-alcanos se realizaron en INVEMAR, Colombia, gracias al apoyo del LabCAM y de la Subdirección de Investigaciones.

## RESUMEN GENERAL

El sur de Baja California esta influenciado por el monzón de Norteamérica, el cual está caracterizado por precipitaciones de verano, las cuales muestran variabilidad a diferentes escalas temporales (interanual, decadal-multidecadal, submilenial y milenial), el presente estudio reconstruyó los cambios en la precipitación pluvial en los últimos ~5.8 ka AP, a partir de las tasas de acumulación de masa de contenido de terrígenos, hierro y titanio, así como porcentaje relativo de materia orgánica de origen terrestre y la razón molar C:N, enfocándose en la influencia de estos cambios sobre la productividad marina (reconstruida a partir tasas de acumulación de masa de sílice biogénico, carbono orgánico, calcio, carbonato de calcio y la razón Ba:Al), el contenido de oxígeno en la columna de agua ( $\delta^{15}\text{N}$ ) y la vegetación terrestre de las zonas continentales aledañas al área de estudio (a partir de *n*-alcanos de cadena larga y algunos índices diagnósticos derivados de la abundancia molecular), utilizando dos núcleos de sedimentos colectados en Cuenca Alfonso (NH01-15MC1B y NH01-15GC3).

Los resultados sugieren que un aumento en la precipitación pluvial (entre ~5.2 y ~1.7 ka AP) produce una disminución del contenido de oxígeno en la columna de agua por inhibir la mezcla vertical y promueve la desnitrificación en la cuenca, además esta condición al parecer favorece el desarrollo de comunidades microbianas, lo cual afecta la señal de los *n*-alcanos de cadena larga, y se ve reflejado en un bajo índice de preferencia de carbono (CPI). De igual manera produce un aumento en la productividad marina, la cual se ve favorecida por la fertilización de la zona eufótica con un mayor aporte de metales como el hierro, y un aumento en la cobertura vegetal (abundancia), pero al parecer no produce cambios en el tipo de plantas que conforman las comunidades vegetales terrestres, por lo menos para los últimos ~3.5 ka AP, las cuales probablemente han sido dominadas por plantas suculentas características de zona áridas, con  $\text{C}_3$  como una de sus rutas metabólicas, identificada a partir de los valores del índice promedio de longitud de cadena de *n*-alcanos (ACL) y la máxima abundancia de  $\text{C}_{29}$ . Los cambios en la precipitación pluvial fueron asociados con una intensificación del monzón de Norteamérica, regida por el forzamiento solar (irradiancia solar total) y movimiento al norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Los diferentes proxies muestran variaciones de tipo multidecadal (entre ~52 y 85 años) asociadas con la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) y la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (OGPN). Adicionalmente se sugiere épocas de mayor influencia del Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt), baja en oxígeno y una señal de  $\delta^{15}\text{N}$  característica, asociadas con el fortalecimiento del giro del Pacífico Norte.

# **CAPITULO I**

## **INTRODUCCION GENERAL**

Entender y mejorar el conocimiento de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación pluvial, fuentes de humedad, entre otras características, del monzón de Norteamérica (Adams y Comrie, 1997), y como este responde a las cambiantes condiciones climáticas globales, es de gran importancia para predecir los escenarios ambientales de la región que es afectada por el mismo. Cambios en la cantidad y estacionalidad de las lluvias en esta zona semiárida, por ejemplo, influyen la disponibilidad de agua fundamental tanto para los asentamientos humanos como para la biota terrestre; afectando también las condiciones oceanográficas y a las comunidades marinas. El término monzón de Norteamérica es usado aquí para incluir toda la amplia región que es afectada por este complejo e interesante fenómeno (Adams y Comrie, 1997), de la que hace parte el noroeste de México (dentro de la que se encuentra ubicada el área de estudio de esta investigación) y el suroeste de Estados Unidos.

Los registros climáticos instrumentales cubren una pequeña etapa de la historia del planeta, que corresponde a la etapa moderna, aproximadamente los últimos 150 años, por esa razón son necesarios los estudios paleoceanográficos, con los que a través de diferentes proxies se ha podido reconstruir el clima pasado a varias escalas temporales y entender el papel de los procesos oceánicos en el clima global y la variabilidad natural de largo plazo

del sistema océano-atmósfera, descontando además la influencia antropogénica al permitir evaluar el estado de los océanos y el clima antes de las perturbaciones humanas.

Tres principios primordiales gobiernan la mayoría de las investigaciones paleoclimatológicas, siendo esenciales para la investigación de la historia del clima. Se trata del sistema climático en si mismo y las interrelaciones dinámicas entre sus componentes; la cronología, la dimensión de tiempo que es un pre-requisito para rastrear cambios en el clima; y los proxies climáticos, los sustitutos de los parámetros relacionados con el clima (Cronin, 1999). Los proxies son indicadores, marcadores o trazadores usados para reconstruir paleoambientes y paleoclimas (Meyers, 1997), que pueden ser clasificados de diversas maneras, como por ejemplo a partir de los componentes del sistema climático que reconstruyen (e.g. hidrosfera, litosfera, atmósfera, etc.), entre ámbito marino y no marino, por grupo taxonómico, o en métodos biológicos versus no biológicos (e.g. litológicos, geoquímicos, etc.) (Cronin, 1999). El término marcador o trazador se utiliza para referirse a los proxies geoquímicos que indican procesos o condiciones oceánicas (Cronin, 1999). Según Elderfield, (1990) existen tres tipos de trazadores oceánicos: La medición indirecta de la composición del agua de mar por un marcador que se incorpora en el material de origen, en proporción a su composición en agua de mar (e.g. las razones isotópicas estables, como  $\delta^{13}\text{C}$ ); los que definen un flujo de un importante parámetro climático, tales como estimaciones de carbono obtenidos a partir de mediciones de la acumulación de masa; y un tercer tipo de trazador que mide

procesos oceánicos particulares (e.g. la química de alquenonas de cadena larga del fitoplancton marino o la razón bario-calcio (Ba:Ca) en foraminíferos para estimar cambios en la productividad orgánica marina).

En este estudio se utilizó un registro paleoceanográfico que abarca aproximadamente 5.8 ka de sedimentos marinos de cuenca Alfonso, esta es una pequeña cuenca ubicada dentro de la bahía de La Paz, en el extremo sur de la península de Baja California sobre el golfo, la cual muestra un gran potencial para registrar variaciones climáticas y oceanográficas tanto de la región del Golfo de California, como las de mayor escala del océano Pacífico Subtropical (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). La región del sur de Baja California muestra una marcada variabilidad climática, debido a una interacción dinámica entre sistemas climatológicos de latitudes medias y tropicales dirigidos por procesos océano-atmosféricos y al calentamiento diferencial entre la tierra y el océano, lo que determina un clima de tipo monzónico (Douglas *et al.*, 2007).

La variabilidad climática estacional está dominada por el Monzón de Norteamérica, el cual presenta dos modos básicos, el de invierno (frío y seco) y el de verano (húmedo y cálido), estos varían en intensidad y duración a diferentes escalas temporales (Douglas *et al.*, 2007). En escala interanual el monzón, especialmente la precipitación, responde a variaciones en la temperatura superficial del mar (*TSM*) asociadas principalmente a eventos de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) (C. Castro *et al.*, 2000; Hu y Feng, 2002) y a variaciones de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en el Pacífico Oriental Tropical (Hu y Feng, 2002). A escala decadal-multidecadal, se ha

observado periodos de sequía (~20 años) en Arizona y la parte alta de la cuenca del río Colorado, reconstruida a partir de anillos de árboles (Meko, 1992; Meko *et al.*, 2007), los cuales coinciden con periodos encontrados en sedimentos laminados de la cuenca de Guaymas y que han sido asociados con ciclos solares (Pike y Kemp, 1997); así mismo la fase positiva de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) (cálida) ha sido ligada a una mayor precipitación en el centro y sur de las Rocallosas (Gray *et al.*, 2003). Por último, han sido observados cambios de escala milenial y submilenial en el monzón del Suroeste de Norteamérica (Poore *et al.*, 2005), relacionados también con la posición de la ZCIT, la cual ha mostrado variar a esas escalas temporales como resultado de cambios en la estacionalidad de la insolación asociada con el componente de precesión de ~21 ka del forzamiento de Milankovitch (Haug *et al.*, 2001).

Reconstrucciones de cambios en precipitación pluvial utilizando sedimentos marinos han sido llevadas a cabo en zonas como el mar de Arabia (Luckge *et al.*, 2001) y la cuenca Cariaco (Peterson *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001, 2003), utilizando la concentración de metales en los sedimentos, especialmente el titanio (Ti). El Ti puede ser un buen trazador de aportes continentales ya que es un elemento abundante en la corteza terrestre, siendo excedido sólo por otros elementos (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K y Mg) (Valderrama, 2008), se encuentra en minerales como la ilmenita, rutilo, anatasa, esfeno, entre otros; siendo desagregado por intemperismo y posteriormente transportado por los ríos (Nath, 2007). El Ti no responde a condiciones de óxido-reducción (redox) y sus variaciones no son diagenéticamente controladas, por lo que un

aumento de su concentración en los sedimentos marinos puede ser interpretada como entrada de componentes finos (silicoclásticos) de origen terrígeno, implicando más alta precipitación pluvial y un aumento de la escorrentía desde las cuencas de drenaje (Peterson *et al.*, 2000).

Cambios en vegetación terrestre (abundancia y tipo de vegetación) asociados con la precipitación han sido encontrados en África central (Schefuss *et al.*, 2003b) y norte de Suramérica (Hughen *et al.*, 2004), reconstruidos a partir de *n*-alcanos de cadena larga (C<sub>25</sub>-C<sub>35</sub>) y su  $\delta^{13}\text{C}$ , acumulados en sedimentos de cuencas marinas aledañas a estas áreas. Los *n*-alcanos de cadena larga son los principales lípidos que forman la capa de cera epicuticular de las plantas superiores terrestres (Eglinton y Hamilton, 1967), y son transportadas a los sedimentos por fuentes fluviales y/o eólicas (Schefuss *et al.*, 2003a). Los isótopos estables de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) en biomarcadores (*n*-alcanos) de plantas vasculares se pueden utilizar para distinguir entre vegetación con diferentes rutas metabólicas. Las plantas que emplean el ciclo de Calvin (plantas C<sub>3</sub>) como ruta de fijación del carbono están empobrecidas en <sup>13</sup>C con respecto de aquellas que usan la ruta del ciclo Hatch-Slack (plantas C<sub>4</sub>) (Smith y Epstein, 1971). La ruta C<sub>4</sub> es utilizada por plantas en ambientes áridos para limitar la pérdida de agua y resulta en valores isotópicos más pesados que la ruta C<sub>3</sub>, por lo tanto la señal isotópica puede discernir entre biomarcadores de pastizales secos y fuentes de vegetación de bosques húmedos (Hughen *et al.*, 2004)

El efecto de la precipitación pluvial sobre la productividad marina ha sido estudiada en cuenca Cariaco (Venezuela), a escala glacial-interglacial, encontrando máximos de productividad (Carbono orgánico total - COT y carbonatos) y aumento de la precipitación y descarga fluvial del norte de Suramérica durante los interestadiales (periodos cálidos) (Peterson *et al.*, 2000), pero a escalas milenial, submilenial y multidecadal-decadal no existen estudios de sus efectos, siendo la excepción la zona afectada por el Monzón de Norteamérica, en donde cambios en productividad han sido asociados a cambios en TSM, más que a cambios en precipitación (Bernal *et al.*, 2001) o a cambios estacionales de los vientos (Martínez-López *et al.*, 2001).

Estudios de  $\delta^{15}\text{N}$  en la cuenca Cariaco, muestran un aumento en la desnitrificación (Meckler *et al.*, 2007) coincidente con un aumento en la entrada de material terrestre (mayor concentración de titanio) (Haug *et al.*, 2001), lo cual ha sido explicado como una mayor entrada de agua dulce, produciendo aumento de la estratificación vertical, con subsecuente reducción de oxígeno (condiciones sub-óxicas), lo que favorece la desnitrificación en la columna de agua (Meckler *et al.*, 2007). Teniendo en cuenta esto, el  $\delta^{15}\text{N}$  puede ser utilizado para reconstruir cambios en la estratificación vertical ligada a cambios en la precipitación pluvial.

En esta investigación utilizó múltiples trazadores con el fin de relacionar como las variaciones en precipitación pluvial en la región han afectado la vegetación terrestre y la productividad marina. La precipitación pluvial se

reconstruyó a partir del contenido de titanio y de sedimentos terrígenos, y fue además confirmada a través de los cambios en el porcentaje de materia orgánica de origen terrestre - %MOT (calculado a partir del  $\delta^{13}\text{C}$  de la materia orgánica sedimentaria) y la razón molar C:N. Los cambios en abundancia de vegetación terrestre fueron reconstruidos a partir de los n-alcanos de cadena larga  $\text{C}_{25}$  a  $\text{C}_{33}$ , aunque no se pudo reconstruir el efecto sobre la distribución de plantas  $\text{C}_4$  y  $\text{C}_3$ , ya que no fue posible medir los isótopos de C de los alcanos (n- $\text{C}_{31}$ ). El efecto de la precipitación pluvial sobre la productividad marina se estudió utilizando como trazadores el sílice biogénico (SiB), el carbono orgánico total (COT) y los carbonatos ( $\text{CaCO}_3$ ). Adicionalmente, se estudiaron los isótopos de N ( $\delta^{15}\text{N}$ ) con el fin de evaluar cambios en condiciones óxicas debido a variaciones en la intensidad de la mezcla vertical durante épocas de mayor y menor precipitación.

Este trabajo se presenta en cinco capítulos: El presente capítulo (1) presenta una introducción general de esta investigación, la hipótesis planteada, los objetivos y una descripción detallada del área de estudio. El capítulo 2 muestra la respuesta acoplada de la desnitrificación y la precipitación, con el forzamiento solar, principalmente la irradiancia solar total, durante el Holoceno medio y tardío, complementado además con el análisis de la variación en el flujo de materia orgánica hacia los sedimentos, lo cual puede afectar potencialmente la desnitrificación. El capítulo 3 reconstruye los cambios en precipitación pluvial durante los últimos 5.8 ka, comparándolos con otros

registros de la zona influenciada por el monzón de Norteamérica y analiza la respuesta de la productividad marina a esos cambios. El capítulo 4 estudia la respuesta de la vegetación terrestre, a los cambios en precipitación pluvial en la región. Finalmente, el capítulo 5 presenta las conclusiones generales y trabajos futuros, dando respuesta a las preguntas relevantes planteadas en esta investigación y proponiendo trabajos futuros que contribuyan a entender los procesos climático-atmosféricos que ocurren en el área de estudio.

### 1.1. HIPÓTESIS

El sur de Baja California ha mostrado cambios en precipitación asociados al monzón de Norteamérica, el cual muestra variabilidad de escala interanual (Hu y Feng, 2002) y de largo plazo (decadal-multidecadal, submilenial y milenial) (Meko, 1992; Meko *et al.*, 2007; Poore *et al.*, 2005), por lo que se espera que en los sedimentos de cuenca Alfonso se puedan registrar los cambios ocurridos durante los últimos 5 Ka. Un aumento en la precipitación, registrado como un aumento en la concentración de titanio, favorece el desarrollo de vegetación terrestre, lo que sería registrado como un aumento en la concentración de *n*-alcanos de cadena larga (C<sub>25</sub> a C<sub>35</sub>) (Meyers, 1997) y específicamente un efecto negativo (menor  $\delta^{13}\text{C}$ ) sobre la abundancia de plantas C<sub>4</sub> las cuales están adaptadas a condiciones cálidas y secas (Schefuss *et al.*, 2003b; Hughen *et al.*, 2004). Consecuentemente esto podría aumentar la

estratificación y convertir la columna de agua a condiciones más anóxicas (valores más pesados de  $\delta^{15}\text{N}$ ) por inhibición de la mezcla vertical, lo que a su vez limitaría la entrega de nutrientes hacia la capa superficial afectando la productividad primaria marina (disminución de COT y ópalo biogénico), por último un menor aporte de materia orgánica (MO) a los sedimentos podría disminuir la disolución de los carbonatos, siendo reflejada como un aumento en su contenido en los sedimentos, debido a que un mayor aporte de MO aumenta la demanda de oxígeno para degradar el carbono, resultando en la producción de dióxido de carbono y ácido carbónico (González-Yajimovich *et al.*, 2005).

## **1.2 OBJETIVO GENERAL**

Reconstruir los cambios en precipitación en Baja California Sur durante los últimos 5 Ka y su efecto sobre la abundancia y composición de la vegetación terrestre y la productividad marina del sur de Baja California.

## **1.3 PREGUNTAS CIENTÍFICAS RELEVANTES**

- 1) ¿Cómo han sido los cambios en precipitación pluvial en Baja California Sur durante los últimos 5 ka, a escala multidecadal asociados con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y de escala milenial asociados con la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)? Para responder esta

pregunta se llevó a cabo una reconstrucción a alta resolución de la variabilidad climática (precipitación) a partir de la concentración de titanio, contenido de terrígenos en los sedimentos, la razón molar C:N y el porcentaje de materia orgánica de origen terrestre.

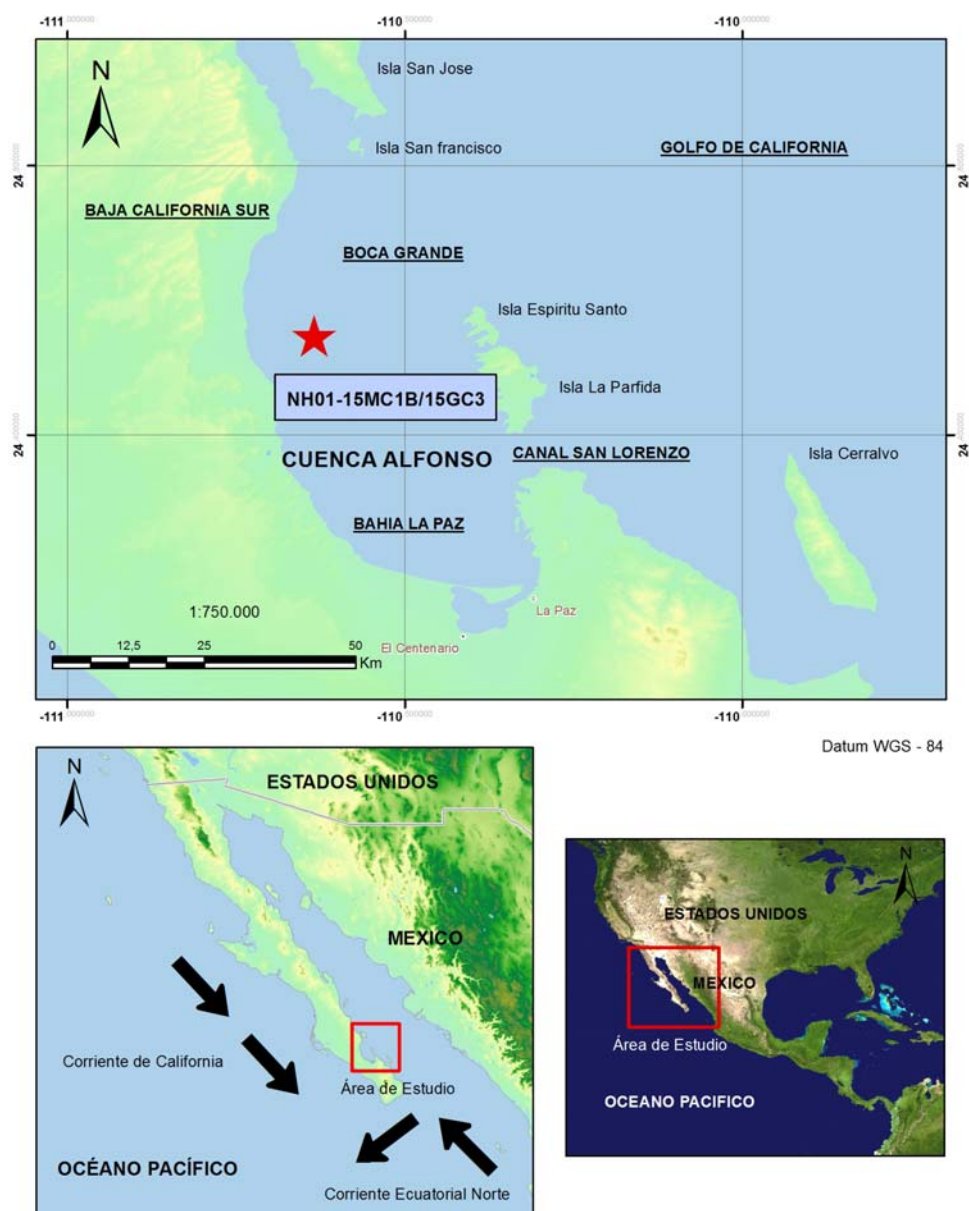
- 2) ¿Cómo afectan los cambios en precipitación pluvial, tanto a la abundancia como al tipo de vegetación terrestre del área continental adyacente a cuenca Alfonso? Para ello se hizo una reconstrucción de la abundancia de los *n*-alcanos, especialmente los de cadena larga y se relacionó con los trazadores de precipitación.
- 3) ¿Cómo afectan los cambios en precipitación a la productividad marina en cuenca Alfonso a escala multidecadal y milenial? Para ello se llevó a cabo una reconstrucción a alta resolución de la productividad marina (a partir de carbono orgánico total - COT, carbonato de calcio, sílice biogénico, calcio y la razón Ba:Al).
- 4) ¿La precipitación en cuenca Alfonso puede afectar la estratificación de la columna de agua, y por ende el contenido de oxígeno? Para ello se hizo una reconstrucción de alta resolución del  $\delta^{15}\text{N}$  como trazador de cambio en las condiciones óxicas de la columna de agua, debido a aumento de la estratificación vertical.
- 5) Cuáles son las frecuencias dominantes de los cambios en precipitación en la región y con qué forzamientos están asociados? Para ello se realizó el análisis espectral de la series de tiempo de precipitación (contenido de

terrígenos en los sedimentos, porcentaje de materia orgánica de origen terrestre,  $\delta^{15}\text{N}$ , y los proxies de productividad) y se asociaron con los diversos forzamientos conocidos (variabilidad solar y cambios en los centros de presión atmosférica del Pacífico y Norteamérica).

#### 1.4 ÁREA DE ESTUDIO

Cuenca Alfonso se encuentra localizada al sur de la península de Baja California, sobre el golfo de California (Fig. 1.1), es una pequeña depresión cerrada, centrada en  $24^{\circ} 40' \text{N}$  y  $110^{\circ} 38' \text{W}$ , ubicada dentro de la bahía de La Paz, con una profundidad máxima de 415 m y un umbral de  $\sim 300$  m (Douglas *et al.*, 2001). La cuenca muestra condiciones subóxicas a anóxicas por debajo de los 200 m (Douglas *et al.*, 2001), e intercambia agua con el golfo de California principalmente a través de una boca, denominada la Boca Grande (González-Yajimovich *et al.*, 2005).

La marcada variabilidad espacial y estacional de las condiciones oceanográficas de la bahía de La Paz, son ocasionadas en parte por las variaciones locales de los vientos y la radiación solar, propios de una región semiárida con altas tasas de evaporación y por la influencia del golfo de California que tiene su propia dinámica (Obeso-Nieblas *et al.*, 2004). De igual manera, la dinámica del golfo se acopla a la variabilidad ambiental interanual de gran escala del Pacífico Oriental (Durazo *et al.*, 2005).



**Figura 1.1.** Área de estudio mostrando cuenca Alfonso y el sitio (estrella roja) donde fueron colectados los núcleos NH01-15GC3/NH0115MC1, con que se realizó esta investigación.

La entrada del golfo que es la zona adyacente a cuenca Alfonso tiene una capa superficial con estructura termohalina muy compleja, debido a la confluencia de aguas superficiales de características disímiles, como son el

Agua Superficial Tropical (AST), el Agua de la Corriente de California (ACC), de origen subártico y el Agua del Golfo de California (AGC) (Griffiths, 1968; Alvarez-Sánchez *et al.*, 1978; R. Castro *et al.*, 2000; Lavín y Marinone, 2003; Lavín *et al.*, 2009). Las diferencias de temperatura y densidad entre esas masas de agua superficiales causan agudos frentes, los cuales tienden a desarrollar estructuras de mesoescala como remolinos, jets y meandros (Lavín *et al.*, 2009). Inmediatamente debajo de la masa de agua superficial, a una profundidad de ~ 150 a 200 m se encuentra el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt), caracterizada por una salinidad máxima (~34.7 - 34.8), la cual es traída desde la zona ecuatorial al Pacífico Oriental Tropical por el Jet Tsuchiya Norte (Corriente Nor-Ecuatorial) (Lavín *et al.*, 2009).

Cuenca Alfonso por tanto, muestra la influencia de las masas de agua superficiales encontradas en la entrada del golfo (AST y AGC), posiblemente también puede encontrarse ACC y subsuperficialmente ASsSt (Obeso-Nieblas *et al.*, 2007), pero no muestra la influencia del Agua intermedia del Pacífico (AIP) ni del Agua Profunda del Pacífico (APP) que están presentes en el golfo de California, debido a que el umbral de la cuenca (320 m de profundidad) (Nava-Sánchez *et al.*, 2001), obstruye su entrada (Douglas *et al.*, 2001; González- Yajimovich *et al.*, 2005).

La columna de agua en la bahía de La Paz es altamente estratificada, resultando en una marcada pycnoclina, que prácticamente inhibe la mezcla entre la capa de mezcla y el agua subsuperficial de fondo, esto puede explicar el muy bajo contenido de oxígeno en las capas de agua bajo la pycnoclina,

particularmente en el fondo Monreal-Gómez *et al.*, 2001). La circulación baroclínica en la bahía es dominada por un giro ciclónico, que ha sido asociado a vientos provenientes del sur, el cual causa divergencia que promueve el desarrollo de un máximo en los perfiles de clorofila, más o menos en la punta de la termoclina (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

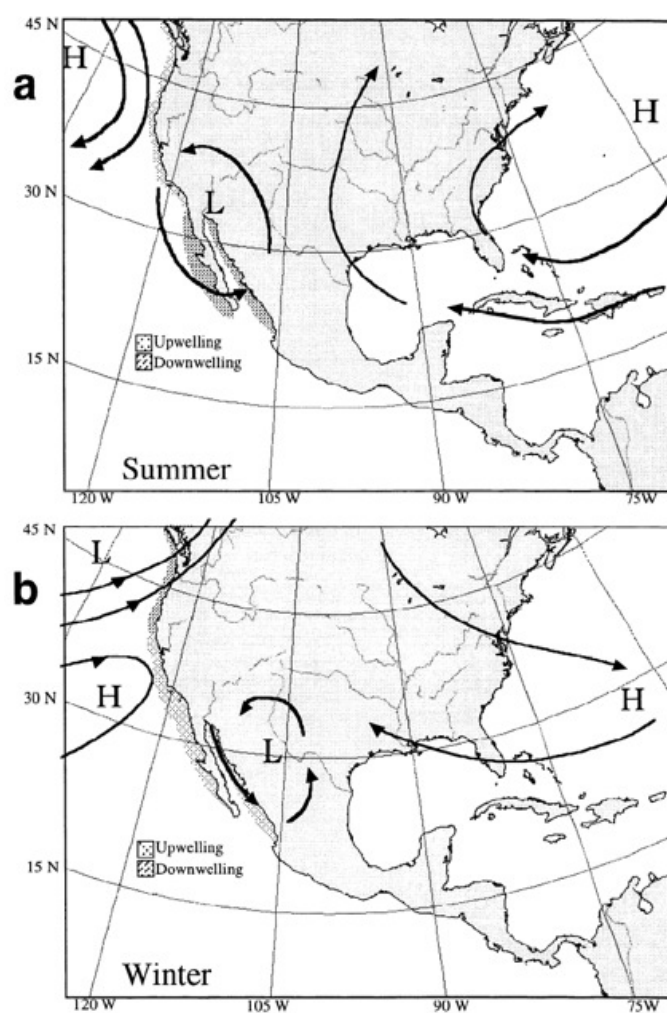
La circulación atmosférica superficial del golfo de California es dominada por vientos del noroeste casi todo el año (Bordoni *et al.*, 2004), principalmente desde el final del otoño hasta los primeros meses de la primavera (invierno) (Merrifield y Winant, 1989), pero al final de la primavera y el verano ellos se tornan del sureste (Bordoni *et al.*, 2004), estos vientos son más débiles y traen aire más húmedo y cálido, produciendo condiciones más tropicales (Merrifield y Winant, 1989).

Los cambios en la dirección de los vientos son debidos a que durante el invierno el centro de baja presión de las Aleutianas se expande y el centro de alta presión del Pacífico Oriental influencia la región sobre el suroeste de los Estados Unidos y el océano Pacífico Nororiental (Badan-Dangon *et al.*, 1991). Ese centro de alta presión y un centro de baja presión asociado, localizado sobre el desierto de Sonora, genera fuertes vientos que viajan a lo largo del eje del golfo en una dirección NW-SE. Durante el verano, el centro de baja presión de las Aleutianas se contrae y el centro de baja de presión de Sonora se mueve a la cabeza del golfo generando vientos más débiles en la dirección SE-NW (Fig. 1.2) (Badan-Dangon *et al.*, 1991).

El clima de la región varía del tipo semiárido a árido (Mercado-Mancera *et al.*, 2011), también llamado seco – semiseco y muy seco, respectivamente, según clasificación del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). La temperatura promedio anual es 24.3°C y la precipitación promedio anual es 170.2 mm, siendo la época de verano la de mayor porcentaje, más del 70%, de lluvia durante el año (Douglas *et al.*, 1993), especialmente los meses de agosto y septiembre, que coinciden además con la temporada de mayor frecuencia de tormentas tropicales en la región (Mercado-Mancera *et al.*, 2011), lo que muestra que el sistema de lluvias es de origen tropical (estival) (Walkowiak y Solana, 1989). La precipitación, principalmente la invernal, muestra cambios (incremento) interanuales asociados a teleconexiones con el fenómeno de El Niño Oscilación de Sur - ENOS (Méndez-González *et al.*, 2008).

En la cuenca de La Paz la evaporación promedio anual es aproximadamente 2373.7 mm, lo que refleja una elevada pérdida de humedad del ambiente, principalmente por la alta temperatura diurna y la intensa radiación solar. Estas condiciones favorecen la pérdida de agua y disminuye la disponibilidad para la vegetación natural (Mercado-Mancera *et al.*, 2011). Estas condiciones y la presencia de la cordillera Peninsular o también llamada sierras de Baja California, han favorecido el crecimiento y desarrollo de comunidades de matorral xerófilo que se han adaptado a las condiciones de aridez (Peinado y Delgadillo, 1990; Mercado-Mancera *et al.*, 2011). La cordillera Peninsular que se extiende desde la frontera septentrional hasta el extremo meridional, actúa como pantalla frente a la penetración de las brisas del océano Pacífico

cargadas de humedad, por lo que las vertientes occidentales son más húmedas, mientras que las vertientes orientales, orientadas hacia el golfo de California, resultan extremadamente áridas, siendo entonces este accidente orográfico de gran importancia en la división biogeográfica de la Península (Peinado y Delgado, 1990).



**Figura 1.2.** Esquema de la circulación atmosférica de gran escala en la costa oeste de Norteamérica y el golfo de California, mostrando la variación estacional de los centros de presión, dirección de los vientos y surgencias costeras. (a) condiciones de verano y (b) condiciones de invierno (Tomado de Ganeshram y Pedersen, 1998).

A pesar de la mayor dominancia de la vegetación de tipo Matorral, la zona presenta otros tipos de vegetación, como por ejemplo en la parte sur de la bahía de La Paz y la zona baja y media de la sierra de la Laguna Selva Seca se encuentra vegetación de suelos salinos, y en la parte alta de esta sierra bosque de coníferas y encinos (INEGI, 2011), las cuales son formaciones mesotropicales secas de *Quercus devia* y *Pinus cembroides* (Peinado *et al.*, 1994).

## 1.5 REFERENCIAS

- Adams, D.K. y A.C. Comrie. 1997. The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78(10): 2197-2213.
- Alvarez-Sánchez, L.G., E.G. Stevenson y B. Wyatt. 1978. Circulación y masas de agua en la región de la boca del Golfo de California en la primavera de 1970. *Ciencias Marinas* 5 (1): 57-69.
- Badan-Dangon, A., C.E. Dorman, M.A. Merrifield y C.D. Winant. 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 96: 16877-16896.
- Bernal, G., P. Ripa y J.C. Herguera. 2001. Variabilidad oceanográfica y climática en el bajo Golfo de California: influencias del Trópico y Pacífico Norte. *Ciencias Marinas* 27 (4): 595-617.

- Bordoni, S., P.E. Ciesielski, R.H. Johnson, B.D. McNoldy y B. Stevens. 2004. The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT, *Geophysical Research Letters* 31, L10109, doi:10.1029/2004GL020009.
- Castro, C.L., T.B. McKee y R.A. Pielke. 2000. The climatology and interannual variability of the North American monsoon as revealed by the NCEP/NCAR reanalysis. Preprints, *11th Symposium on Global Change Studies*, Long Beach, CA, American Meteorological Society, 168-171.
- Castro, R., A. Mascarenhas Jr., R. Durazo y C. A. Collins. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, México. *Ciencias Marinas* 26 (4): 561-583.
- Cronin, T.M. 1999. Principles of Paleoclimatology. En: Principles of Paleoclimatology. Perspectives in Paleobiology and Earth History Series. S.J. Bottjer y R.K. Bambach (Eds.), Columbia University Press, 575 pp.
- Douglas, M.W., R.A. Maddox, K. Howard y S. Reyes. 1993. The Mexican Monsoon. *Journal of Climate* 6: 1665-1677.
- Douglas, R.G., D. Gorsline, A. Grippo, I. Granados y O. González-Yajimovich. 2001. Holocene ocean-climate variations in Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. En: Proceedings of the Eighteenth PACLIM, West, G.J., Buffaloe, L.D. (Eds.), Workshop. Asilomar, Pacific Grove, CA, pp. 7-20.
- Douglas, R.G., O. González-Yajimovich, J. Ledesma-Vazquez y F. Staines-Urias. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of

- Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews* 26: 115-129.
- Durazo, R., G. Gaxiola-Castro, B. Lavaniegos, R. Castro-Valdez, J. Gómez-Valdez y A. Mascarenhas Jr. 2005. Oceanographic conditions west of the Baja California coast, 2002 – 2003: A weak El Niño and subarctic water enhancement. *Ciencias Marinas* 31: 537-552.
- Eglinton, G. y R.J. Hamilton. 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science* 156: 1322-1335.
- Elderfield, H. 1990. Tracers of ocean paleoproductivity and paleochemistry: An introduction. *Paleoceanography* 5: 711–717.
- Ganeshram, R.S y T.F. Pedersen. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography* 13(6): 634-645.
- González-Yajimovich, O., R.G. Douglas y D.S. Gorsline. 2005. The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists Association* 116: 315-330.
- Gray, S.T., J.L. Betancourt, C.L. Fastie y S.T. Jackson. 2003. Patterns and sources of multidecadal oscillations in drought-sensitive tree-ring records from the central and southern Rocky Mountains. *Geophysical Research Letters* 30(0), doi:10.1029/2002GL016154.

- Griffiths, R.C. 1968. Physical, chemical, and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California, spring of 1960. Bureau of Communication Fishing. U.S. Department of the Interior, Washington, D.C.
- Haug, G.H., K.A. Hughen, D.M. Sigman, L.C. Peterson y U. Rohl. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293: 1304-1308.
- Haug, G.H., D. Gunther, L.C. Peterson, D.M. Sigman, K.A. Hughen y B. Aeschlimann. 2003. Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Science* 299: 1731-1735.
- Hu, Q y S. Feng. 2002. Interannual Rainfall Variations in the North American Summer Monsoon Region: 1900–98. *Journal of Climate* 15: 1189-1202.
- Hughen, K.A., T.I. Eglinton, L. Xu y M. Makou. 2004. Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes. *Science* 304: 1955-1959.
- INEGI. 2011. Sitio en Internet. [www.inegi.org.mx](http://www.inegi.org.mx).
- Lavín, M. F. y S.G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En: *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*, O.U. Velasco Fuentes, J. Sheinbaum y J. Ochoa, (Eds.), Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands. pp. 173–204
- Lavín, M.F., R. Castro, E. Beier, V.M. Godinez, A. Amador y P. Guest. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern gulf of California in June 2004 during the north American monsoon experiment. *Journal of Geophysical Research* 114, C02025, doi:10.1029/2008JC004896.

- Luckge, A., H. Dooze-Rolinski, A.A. Khan, H. Schulz y U. von Rad. 2001. Monsoonal variability in the northeastern Arabian Sea during the past 5000 years: geochemical evidence from laminated sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167: 273 – 286.
- Martínez-López, A., R. Cervantes-Duarte, A. Reyes-Salinas y J.E. Valdez-Holguín. 2001. Cambio estacional de clorofila a en la Bahía de La Paz, B.C.S., México. *Hidrobiológica* 11(1): 45-52.
- Meckler, A.N., G.H. Haug, D.M. Sigman, B. Plessen, L.C. Peterson y H.R. Thierstein. 2007. Detailed sedimentary N isotope records from Cariaco Basin for Terminations I and V: Local and global implications. *Global Biogeochemical Cycles* 21, GB4019, doi:10.1029/2006GB002893.
- Meko, D.M. 1992. Spectral properties of tree-ring data in the Unites States Southwest as related to El Niño/Southern Oscillation. En: El Niño: historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation, H.F. Diaz y V. Markgraf (Eds.), pp. 227 – 242, Cambridge University Press, New York.
- Meko, D.M., C.A. Woodhouse, C.A. Baisan, T. Knight, J.J. Lukas, M.K. Hughes y M.W. Salzer. 2007. Medieval drought in the upper Colorado River Basin. *Geophysical Research Letters*, 34, L10705, doi:10.1029/2007GL029988.
- Méndez-González, J., J.J. Návar-Cháidez y V. González-Ontiveros. 2008. Análisis de tendencias de precipitación (1920-2004) en México. *Investigaciones Geográficas* 65: 38-55.
- Mercado-Mancera, G., E. Troyo-Diéguez, A. Aguirre-Gómez, B. Murillo-Amador, M.S. Trasviña-Casto, L.F. Beltrán-Morales y J.L. García-Hernández. 2011.

- Variables edafoclimáticas asociadas a la desertificación. *Tropical and Subtropical Agroecosystems* 13: 133-145.
- Merrifield, M.A. y C. Winant. 1989. Shelf circulation in the Gulf of California: a description of the variability. *Journal of Geophysical Research* 94(18): 133–218.
- Meyers, P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27 (5-6): 213-250.
- Monreal-Gómez, M.A., A. Molina-Cruz y D.A. Salas-de León. 2001. Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems* 30: 305-315.
- Nath, B.N. 2007. Geochemical proxies for understanding paleoceanography. Refresher course on marine geology and geophysics (22 October - 2 November 2007). National Institute of Oceanography, India. Lecture notes. 143-151p.
- Nava-Sánchez EH, Gorsline D.S, Molina-Cruz A. 2001. The Baja California peninsula borderland: structural and sedimentological characteristics. *Sedimentary Geology* 144: 63-82.
- Obeso-Nieblas, M., B. Shirasago, L. Sánchez-Velasco y J.H. Gaviño-Rodríguez. 2004. Hydrographic variability in Bahía de La Paz, BCS, Mexico, during the 1997-1998 El Niño. *Deep Sea Research II* 51: 689-710.
- Obeso-Nieblas, M., B. Shirasago, J.H. Gaviño-Rodríguez, H. Obeso-Huerta, E.L. Pérez-Lezama y A.R. Jiménez-Illescas. 2007. Hidrografía en la Boca

- Norte de la Bahía de La Paz, Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas* 33(3): 281-291.
- Peinado, M. y J. Delgadillo. 1990. Introducción al conocimiento fito-topográfico de Baja California (Mexico). *Studia Botánica* 9: 25-39.
- Peinado, M., F. Alcaraz, J. Delgadillo y I. Aguado. 1994. Fitogeografía de la península de Baja California, México. *Anales Jardín Botánico de Madrid* 51(2): 255 - 277.
- Peterson, L.C., G.H. Haug, K.A. Hughen y U. Rohl. 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science* 290: 1947-1951, doi:10.1126/science.290.5498.1947.
- Pike, J. y A.E.S. Kemp. 1997. Early Holocene decadal-scale ocean variability record in Gulf of California laminated sediments. *Paleoceanography* 12(2): 227-238.
- Poore, R.Z., M.J. Pavich y H.D. Grissino-Mayer. 2005. Record of the North American southwest monsoon from Gulf of Mexico sediment cores. *Geology* 33(3): 209-212.
- Schefuss, E., V. Ratmeyer, J.-B.W. Stuut, J.H.F. Jansen y J.S. Sinninghe-Damste. 2003a. Carbon isotope analyses of *n*-alkanes in dust from the lower atmosphere over the central eastern Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67(10): 1757-1767.
- Schefuss, E., S. Schouten, J.H.F. Jansen y J.S. Sinninghe Damste. 2003b. African vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-Pleistocene period. *Nature* 422: 418-421.

Smith, B.N. y S. Epstein. 1971. Two categories of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios for higher plants. *Plant Physiology* 47: 380-384.

Valderrama, L. 2008. Concentración de minerales de Titanio contenidos en las arenas de playas de la región de Atacama – Chile. *Holos* 24(1): 119-130.

Walkowiak, A.M. y E. Solana. 1989. Distribución estacional de lluvias en Baja California, México. Análisis de probabilidades. *Atmósfera* 2: 209-218.

## CAPITULO II

# RESPUESTA ACOPLADA DE LA LLUVIA Y LA DESNITRIFICACIÓN AL FORZAMIENTO SOLAR DURANTE EL HOLOCENO EN LA CUENCA ALFONSO

### RESUMEN

El registro de  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario de la cuenca Alfonso mostró cambios tanto de origen regional, posiblemente asociados con cambios en la señal isotópica del  $\text{NO}_3^-$  en el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt), como de origen climático, regidos por el forzamiento solar (irradiancia solar total) sobre la intensidad del monzón de Norteamérica (i.e., precipitación pluvial), lo cual provoca suboxia de aguas intermedias y promueve la desnitrificación en la cuenca. Valores altos de  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario (máximo de 14.5‰) coinciden con incrementos de la materia orgánica de origen terrestre (de -14.8% a 49.2%) y con una disminución del porcentaje de terrígenos (de 84.8% a 61.6%) durante el Holoceno medio y tardío, sugiriendo que un aumento en la precipitación y aporte de agua dulce ocasiona un aumento de estratificación de la columna de agua, lo cual inhibe la mezcla vertical y ocasiona la reducción en el contenido de oxígeno en la columna de agua, en una zona ya pobre en oxígeno.

**Palabras clave:** Golfo de California, monzón de Norteamérica, registro de sedimentos laminados, isótopos de nitrógeno, Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).

Nota: Este manuscrito fue previamente publicado en Ciencias Marinas, 2013, 39(2): 151–164.

## ABSTRACT

The bulk sedimentary  $\delta^{15}\text{N}$  record of Alfonso Basin displayed changes both from a regional source possibly associated with changes in the isotopic signal of  $\text{NO}_3^-$  dissolved in Subsurface Subtropical Water and from a climate source governed by solar forcing (total solar irradiance) over the strength of the North American monsoon (i.e., rainfall), causing intermediate water suboxia and promoting denitrification in the basin. High values of bulk sedimentary  $\delta^{15}\text{N}$  (maximum of 14.5‰) agree with increases in land-derived organic matter (from -14.8‰ to 49.2‰) and with a decrease in terrigenous percentage (from 84.8% to 61.6%) during the Middle and Late Holocene, suggesting that increased rainfall and freshwater input promotes increased stratification of the water column, which inhibits vertical mixing and produces a reduction in oxygen content in an already oxygen-poor zone.

**Key words:** Gulf of California, North American monsoon, laminated sediment record, nitrogen isotopes, Intertropical Convergence Zone (ITCZ).

## 2.1 INTRODUCCIÓN

Los sedimentos pueden ser registros fieles de la composición isotópica del nitrato oceánico cuando la captura de nitratos por productores primarios en la zona eufótica ha concluido y no hay alteración diagenética de la señal isotópica cuando el nitrógeno particulado cae y es enterrado en los sedimentos (Kienast *et al.*, 2002). La composición isotópica del nitrógeno ( $\delta^{15}\text{N}$ ) sedimentario puede ser interpretada de varias maneras (Hebbeln *et al.*, 2000): (1) como un aporte de nitrógeno orgánico de origen terrestre (Peters *et al.*, 1978; Sweeney *et al.*, 1978; Owens y Law, 1989), que puede alterar la señal

hacia valores más bajos (Peters *et al.*, 1978; Calvert *et al.*, 2001); (2) como un indicador de las condiciones de nutrientes durante la formación de materia orgánica marina (Francois *et al.*, 1992; Altabet y Francois, 1994; Holmes *et al.*, 1996); y (3) como un indicador de la intensidad de desnitrificación en la columna de agua (Altabet *et al.*, 1995; Ganeshram *et al.*, 1995). Adicionalmente, el  $\delta^{15}\text{N}$  también puede ser potencialmente afectado por la advección horizontal de nitrato con una señal isotópica preformada (Kienast *et al.*, 2002).

La desnitrificación en la columna de agua sucede sólo en ambientes pobres en oxígeno (Sigman, 2001), y confiere una firma isotópica característica del  $\text{NO}_3^-$  disuelto disponible en el océano (Cline y Kaplan, 1975; Liu y Kaplan, 1989). Las variaciones oceanográficas y climáticas producen cambios en el contenido de oxígeno en la columna de agua, los cuales pueden ser reconstruidos a partir de la señal de  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario. Los niveles bajos de oxígeno, sensibles a cambios climáticos, pueden ser resultado de una pobre ventilación de aguas subsuperficiales, un alto grado de estratificación (impidiendo la mezcla vertical) y el flujo de material orgánico relacionado principalmente con surgencias, lo cual provoca una variabilidad temporal de la desnitrificación en la columna de agua (Kienast *et al.*, 2002; Altabet, 2006; Meckler *et al.*, 2007).

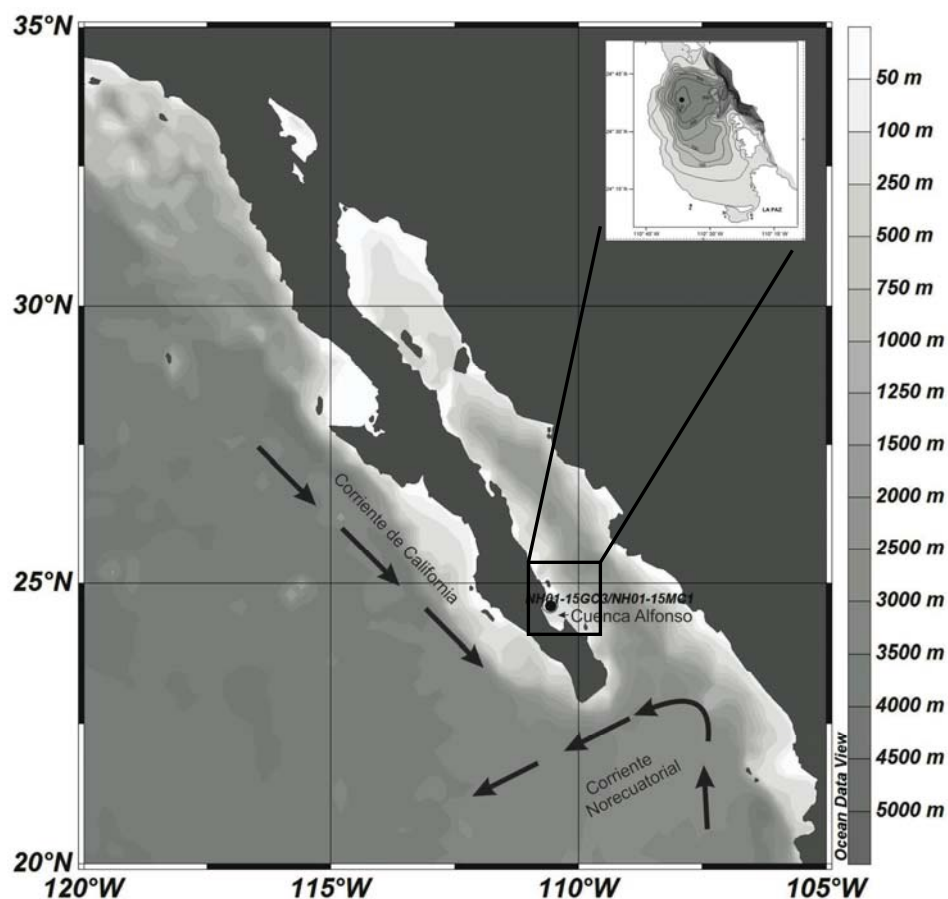
Investigaciones en el golfo de California (GC) han sugerido cambios de  $\delta^{15}\text{N}$  en sedimentos, asociados con el cambio climático global a escala glacial-interglacial (Keigwin y Jones, 1990; Sancetta, 1995; Pride *et al.*, 1999). Pride *et al.* (1999) sugirieron que la variación de isótopos del nitrógeno en el GC

responde al cambio climático global asociado con cambios en la extensión de aguas subsuperficiales subóxicas soportando desnitrificación y amplificado en el golfo central por cambios en surgencias, mezcla vertical y/o la posición latitudinal de la ZCIT.

Los registros sedimentarios del Pacífico nororiental tropical (PNOT) y GC sugieren cambios en el estado redox a escala glacial-interglacial, los cuales han sido atribuidos a cambios en la ventilación del Agua Intermedia del Pacífico Norte (AIPN) (Keigwin y Jones, 1990; Kennett e Ingram, 1995; van Geen *et al.*, 1996; Cannariato y Kennett, 1999; Pride *et al.*, 1999); sin embargo, algunos autores han propuesto que estos cambios pueden estar relacionados con una mayor influencia del Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) baja en oxígeno (Ganeshram *et al.*, 1995; Hendy y Kennett, 2003). Debido a su umbral somero (~320 m) (Nava-Sánchez *et al.*, 2001), el AIPN no ingresa a la cuenca Alfonso (confirmado también por Obeso-Nieblas *et al.*, 2007), por lo que las variaciones de  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario en esta zona pueden estar asociadas con los cambios en ASsSt y a la variación inducida por el cambio climático.

La cuenca Alfonso (24°40' N, 110°38' W) es una cuenca pequeña con una profundidad máxima de ~415 m y un umbral somero, y con gran potencial para el registro de variaciones climáticas y oceanográficas en el GC y la circulación climática de mayor escala del océano Pacífico subtropical (Douglas *et al.*, 2001; Monreal-Gómez *et al.*, 2001). El agua subsuperficial que ingresa a la cuenca es baja en oxígeno y, por debajo de los 200 m de profundidad, la cuenca va de subóxica a anóxica (Douglas *et al.*, 2001), lo que permite la

preservación de un buen registro de sedimentos laminados en una zona con una alta tasa de sedimentación. Las condiciones geográficas e hidrográficas de la cuenca Alfonso proporcionan una oportunidad para estudiar el acoplamiento entre el clima y la desnitrificación, ya que esta cuenca se localiza en la parte sur del GC, en el extremo norte del trópico de Cáncer, en una zona de transición sensible a cambios en las condiciones climáticas influenciadas por sistemas tropicales y extratropicales (Fig. 2.1).



**Figura 2.1.** Mapa del golfo de California (México) que muestra la cuenca Alfonso, la ubicación de los núcleos (punto negro) usados en este estudio y las corrientes superficiales en la zona. El inserto muestra la batimetría (de Silverberg *et al.*, 2007). La escala de grises muestra la batimetría.

Las condiciones hidrográficas de la cuenca Alfonso están influenciadas principalmente por los cambios estacionales de los vientos. En el invierno y la primavera, los vientos fuertes del noroeste predominan y tienden a producir una capa de mezcla gruesa. Durante el verano caluroso, predominan los vientos débiles del sur y el agua más salina, por causa de mayor evaporación, forma una estratificación superficial (Aguíñiga *et al.*, 2010). La circulación dentro de la bahía de La Paz, que alberga la cuenca, esta poco documentada, pero se ha observado que giros ciclónicos y anticiclónicos afectan la Bahía (Obeso-Nieblas, 2003; Lavín *et al.*, 2007). Actualmente, estas condiciones influyen la variabilidad de  $\delta^{15}\text{N}$ , con valores mayores en la primavera y el verano que en el otoño y el invierno. Además, valores ocasionalmente altos de  $\delta^{15}\text{N}$  sugieren que mecanismos físicos, como movimiento hacia la superficie y la advección hacia la bahía de agua ecuatorial subsuperficial rica en  $^{15}\text{N}$ , se presentan durante periodos cortos de tiempo, supuestamente relacionados con el desarrollo periódico de un importante giro ciclónico en la parte sur del GC (Aguíñiga *et al.*, 2010).

El monzón de Norteamérica es el principal factor que influye en la variabilidad climática de la región y es causado por una interacción dinámica entre los sistemas meteorológicos de latitudes medias, los procesos atmosféricos tropicales impulsados por el océano y el calentamiento diferencial entre la tierra y el océano (Douglas *et al.*, 2007). El monzón se caracteriza por precipitación de verano, que muestra variabilidad a diferentes escalas de tiempo

(Castro *et al.*, 2000; Hu y Feng, 2002; Gray *et al.*, 2003; González-Yajimovich *et al.*, 2004; Poore *et al.*, 2005).

La variabilidad de escala decadal del monzón está asociada con la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), un patrón de variabilidad de la temperatura superficial del mar del Pacífico Norte que cambia de fase cada 20 a 30 años (Mantua *et al.*, 1997). La fase positiva (cálida) de la ODP se asemeja a las anomalías de precipitación pluvial y temperatura de tipo El Niño en Norteamérica, con mayor precipitación en el invierno en la zona de estudio (Magaña, 1999). La fase negativa (fría) de la ODP se asemeja a patrones climáticos de La Niña (Mantua *et al.*, 1997). Los patrones de precipitación invernal son resultado de la intensidad y posición del centro de baja presión de las Aleutianas, que se fortalece y/o se ubica más al este durante una fase positiva y se debilita y/o se ubica más al oeste durante una fase negativa de la ODP. El centro de alta presión del Pacífico Norte se comporta de manera opuesta y sincronizada al del centro de baja presión de las Aleutianas. Este se debilita y ubica más al sur en el verano durante una fase positiva y se fortalece y ubica más al norte durante una fase negativa de la ODP (Barron y Anderson, 2011).

Este registro de  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario del Holoceno medio y tardío muestra la dinámica en el GC a una escala de tiempo decadal, regida por la influencia de la radiación solar en la precipitación diferente de otros registros para la zona de estudio que muestran variaciones a una escala de tiempo glacial-interglacial (Altabet *et al.*, 1995; Ganeshram *et al.*, 1995), por lo que este trabajo es el

primero en presentar un registro de tan alta resolución para la región. Los datos de paleoproductividad y reconstrucción del flujo terrestre, junto a los datos isotópicos pueden proporcionar mayor conocimiento de cómo ha evolucionado el GC durante los últimos 6000 años.

## 2.2. MATERIALES Y MÉTODOS

Se obtuvieron núcleos de sedimentos de la cuenca Alfonso (núcleo de gravedad NH01-15GC3, 308 cm, y multinúcleo NH01-15MC1, 40 cm), abarcando ~5.6 miles de años antes del presente (ka AP), durante el crucero CalMex NH01 realizado a bordo del B/I *New Horizon* en noviembre y diciembre de 2001. Los núcleos se muestrearon a intervalos de 1 cm, equivalente a ~26.7 años, para producir un registro de alta resolución de  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario, sílice biogénico (BSi), carbono orgánico total (COT), carbonatos ( $\text{CaCO}_3$ ), contenido de terrígenos, porcentaje relativo de materia orgánica de origen terrestre (%MOT) y razón molar C:N.

Los isótopos del nitrógeno ( $\delta^{15}\text{N}$ ) sedimentario se usaron para trazar cambios en las condiciones óxicas debido a variaciones en la intensidad de mezcla vertical durante periodos de mayor y menor precipitación pluvial, también fueron asociados con cambios en el flujo de materia orgánica hacia los sedimentos (COT, BSi y  $\text{CaCO}_3$ ) y aportes de materia orgánica terrestre. Los

isótopos de nitrógeno se obtuvieron con un analizador elemental EuroVector (Euro EA 3000) en la Universidad del Sur de California (USC).

Como la desnitrificación en la columna de agua puede ser potencialmente afectada por variación en el flujo de sedimentos de materia orgánica degradable (Kienast *et al.*, 2002; Altabet, 2006; Meckler *et al.*, 2007), la determinación de estos flujos es esencial para entender los cambios en la desnitrificación. En este estudio se usaron varios biomarcadores (e.g., COT, SiB,  $\text{CaCO}_3$ ) para conocer el flujo de materia orgánica en la cuenca Alfonso, ya que esto permite excluir los efectos de degradación en los diferentes trazadores de productividad (Versteegh y Zonneveld, 2002). El carbono total se obtuvo con un analizador elemental EuroVector (Euro EA 3000), el carbono inorgánico (para los carbonatos) con un coulómetro de dióxido de carbono (UIC Inc., modelo CM5014) y el carbono orgánico mediante una simple resta del carbono total y el inorgánico.

El SiB se usó como un trazador de la productividad, relacionada con surgencias y diatomeas, y para confirmar las observaciones realizadas de las variaciones del porcentaje de COT (ya que este trazador es menos sensible a las condiciones redox del sedimento). Y se obtuvo mediante el método espectrofotométrico de Mortlock y Froelich (1989). La digestión del SiB fue continua en el tiempo, y las extracciones se realizaron en series de tiempo de 5 h; después de este tiempo se consideró que la extracción del contenido de SiB en la muestra no cambiaría con un mayor tiempo de extracción.

La fracción de terrígenos de los registros de sedimentos marinos refleja el aporte del material producido y derramado desde los continentes, la cual está directamente relacionada con las condiciones climáticas (Holz *et al.*, 2007). Las tasas de acumulación de masa de terrígenos usadas en este trabajo fueron las obtenidas por González-Yajimovich (2004) al restar los componentes biogénicos de las tasas de acumulación de masa total.

El %MOT y la razón molar C:N se usaron en conjunto para confirmar los cambios de la precipitación pluvial. El %MOT fue calculado a partir de la composición isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) de la materia orgánica sedimentaria. Los isótopos del carbono fueron obtenidos con un espectrómetro de masas de relación isotópica (Thermo Scientific Delta V Plus) acoplado a un analizador elemental (Costech 4010) en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del CICIMAR-IPN. El enfoque se basa en el modelo de mezcla propuesto por Schultz y Calder (1976), el cual asume valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de varios miembros terminales terrestres y marinos. Para este estudio se usaron los valores de miembros terminales de Aguñíga *et al.* (2010). Se supuso un valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-28\text{‰}$  para el miembro terminal terrestre y de  $-20.5\text{‰}$  para el miembro terminal marino. Se considera que estos miembros terminales son los valores reales para la zona de estudio y que las contribuciones de materia orgánica de origen terrestre definidas por el  $\delta^{13}\text{C}$  son robustas. Adoptando tales valores, se estimó el %MOT con base en la siguiente ecuación (Schultz y Calder, 1976):

$$\% \text{ MOT} = [(\delta^{13}\text{C}_{\text{marino}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{COT}})/(\delta^{13}\text{C}_{\text{marino}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{terrestre}})] \times 100. \quad (\text{Ecu. 2.1})$$

Los miembros terminales representan promedios grandes del valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de la materia terrestre y marina que llega al océano; por lo tanto, debido a la gran diversidad de fuentes de materia orgánica (fitoplancton, zooplancton, macroalgas, etc.), el asumir un solo valor tiene sus limitaciones, aunque se considera que el fitoplancton es el principal contribuyente a la materia orgánica. Otra limitación se presenta al suponer que la materia orgánica proveniente de cada fuente tiene el mismo proceso de degradación y la misma proporción de los componentes. Ni el C ni el N tienen el mismo proceso de diagénesis; sin embargo, la materia orgánica terrestre (más refractaria) es relativamente más fuerte que la materia orgánica marina (más lábil). A pesar de esto, los miembros terminales dan una buena idea de las fuentes principales y dominantes en la región (Aguñiga *et al.*, 2010; Sánchez *et al.* en prensa).

Se usó la razón C:N de la materia orgánica para confirmar su verdadera fuente. La materia orgánica marina típicamente presenta una C:N en el intervalo de 4 a 10 (Meyers, 1994) y la terrestre se caracteriza por una C:N > 12 (Hedges *et al.*, 1986).

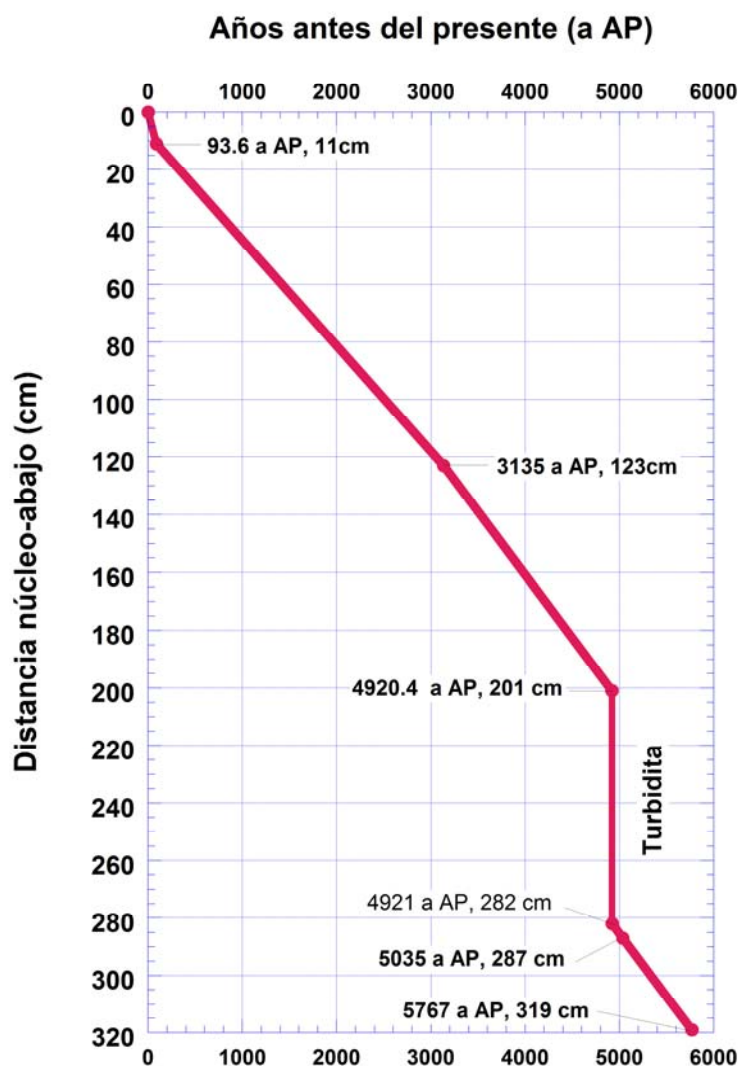
El modelo de edad-profundidad para los núcleos NH01-15GC3 y NH01-15MC1 (Fig. 2.2) se discute en detalle en González-Yajimovich (2004) y González-Yajimovich *et al.* (2007). Se construyó usando una combinación de perfiles de exceso de  $^{210}\text{Pb}$ , seis fechas de radiocarbono de espectrometría de masas con aceleradores aplicada a muestras de foraminíferos bentónicos y planctónicos, y conteos de varvas en transformaciones digitales en escala de

grises de positivos de rayos X. Las fechas de  $^{14}\text{C}$  fueron convertidas a años calendario con el programa CALIB 4.4.1 (Stuiver y Reimer, 1993).

La influencia del forzamiento solar se determinó mediante la diferencia de la irradiancia solar total (dIST), que corresponde a la reconstrucción de la IST de Steinhilber *et al.* (2009) con radionúclidos cosmogénicos. La dIST es la diferencia entre los valores de la IST reconstruida y la IST mínima de 1986 AD ( $1365.57 \text{ W m}^{-2}$ ) de Frohlich (2009).

Se realizó un análisis de factor para comparar la interrelación entre los diferentes trazadores, basándose en el cálculo de los eigenvectores derivados de la resolución ortogonal de la matriz de correlación de las variables estandarizadas, usando el programa Minitab 15 y siguiendo la metodología propuesta por Santamaría-del-Ángel *et al.* (2011). Los ángulos entre los vectores muestran la relación entre los trazadores. Las relaciones más fuertes tienen ángulos más pequeños entre los vectores (cerca de cero). Un ángulo de  $180^\circ$  entre ellos indica que los trazadores están inversamente relacionados y si los vectores forman ángulos rectos, que no están correlacionados.

Se calcularon las frecuencias significantes y modos dominantes de variación climática, mediante el análisis espectral multitaper (MTM, Mann y Lees, 1996) de  $\delta^{15}\text{N}$ , %MOT y anomalías de dIST.



**Figura 2.2.** Modelo de edad para los núcleos NH01-15GC3 y NH01-15MC1 de la cuenca Alfonso con base en datos de  $^{14}\text{C}$  y  $^{210}\text{Pb}$  (de González-Yajimovich, 2004; González-Yajimovich *et al.*, 2007).

### 2.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El registro de la cuenca Alfonso muestra una respuesta acoplada de la precipitación pluvial y la desnitrificación a la dIST. Valores altos de dIST se correlacionaron con valores altos de  $\delta^{15}\text{N}$  (4.4–2.4 ka AP) y con una

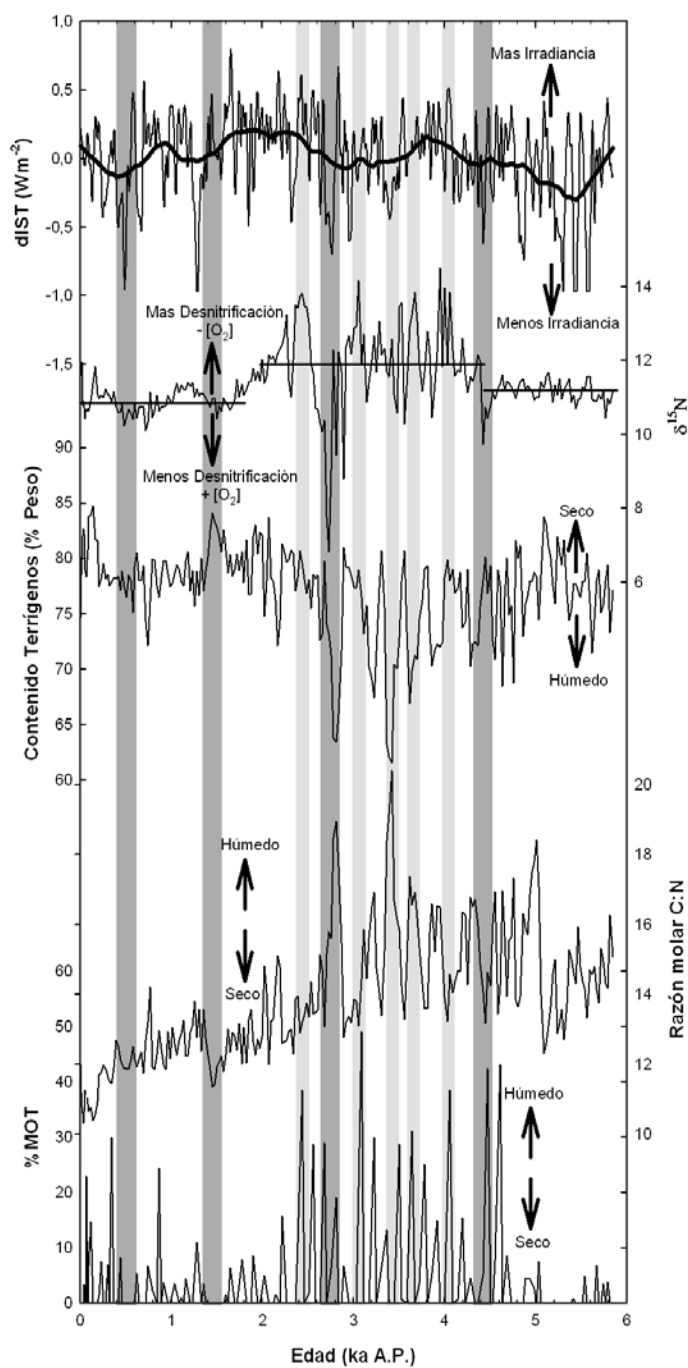
precipitación pluvial alta (aumento del %MOT y la razón C:N) (Fig. 2.3), y fueron confirmados por el análisis de factor (Fig. 2.4). Durante este periodo se incrementa la magnitud del cambio, lo que sugiere inestabilidad del sistema. La materia orgánica de origen terrestre generalmente tiene un valor bajo de  $\delta^{15}\text{N}$ , por lo que los valores altos de  $\delta^{15}\text{N}$  de la cuenca Alfonso no reflejan la contribución de la señal isotópica del material terrestre sino más bien la ocurrencia de desnitrificación en la cuenca, acoplada con la señal de la ASsSt (con valores altos de  $\delta^{15}\text{N}$ ) que llega a la cuenca. Una gráfica cruzada del %MOT y  $\delta^{15}\text{N}$  de la materia orgánica que se hunde, recolectada por una trampa de sedimento (Aguíñiga *et al.*, 2010), muestra que la composición isotópica del N particulado es menor cuando la contribución terrestre aumenta; sin embargo, la correlación es baja, lo que confirma una baja contribución de la señal de la materia orgánica terrestre a los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  en los sedimentos de la cuenca Alfonso.

La disminución del porcentaje del contenido de terrígenos (Fig. 2.3) durante el periodo de los valores altos de  $\delta^{15}\text{N}$  y los trazadores de la precipitación pluvial (%MOT y razón C:N) probablemente esté relacionado con una disminución de los vientos, lo cual es común en la zona de estudio durante la época de lluvias, así como con una mayor cobertura de vegetación que atrapa los sedimentos. Una disminución del componente litogénico durante eventos de El Niño fue observado en el GC por Thunell (1998) y en la cuenca de San Lázaro por Silverberg *et al.* (2004), y se atribuyó a vientos más calmados del continente y a un menor transporte eólico de partículas. Las

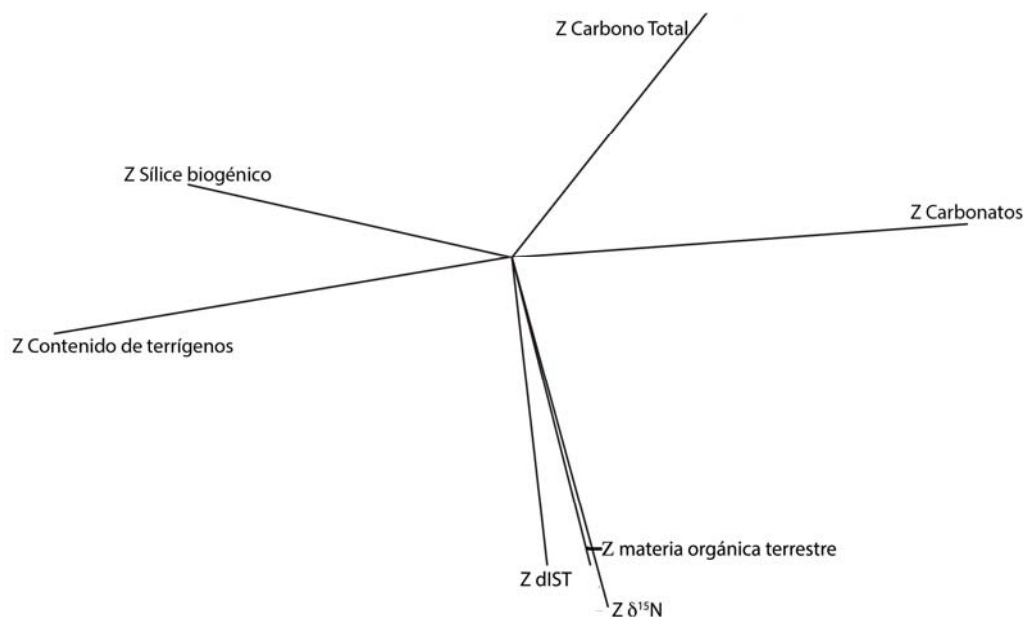
condiciones climáticas de estas zonas son similares a las de la cuenca Alfonso. El Niño produce condiciones de verano (i.e., condiciones más húmedas y cálidas), permitiendo una mayor influencia tropical. La relación no es completamente inversa (Fig. 2.4) desde que la contribución de material terrígeno a los sedimentos marinos tiene dos rutas, eólica y fluvial (Zhao *et al.*, 2006), ambas afectadas de manera diferente durante periodos de lluvias.

Estos resultados también concuerdan con los de Pérez-Cruz (2013), quien documentó un aumento de la esorrentía para el Holoceno medio (ca. 6.2 a 2.4 ka AP), asociado con una intensificación de las lluvias monzonales provocadas por un cambio hacia el norte de la posición media de la ZCIT en el Pacífico oriental tropical. En este registro el periodo va de ca. 4.4 a 2.4 ka AP, por lo que la concordancia no es totalmente sincrónica con ese registro. Además, nuestro registro coincide con el periodo de sequía que ese autor documentó entre 2.4 a 1.9 ka AP.

Las variaciones del  $\delta^{15}\text{N}$  en sedimentos de la cuenca Alfonso corresponden con la señal isotópica regional de base del Pacífico nororiental tropical, pero los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  son mucho más altos que los observados en los registros de las zonas más al norte. Los cambios en  $\delta^{15}\text{N}$  observados en el presente estudio y en la cuenca de Guaymas (Pride *et al.*, 1999), pero no en otros sitios, son indicación de efectos regionales y evidencia de desnitrificación activa en estas cuencas en el pasado.



**Figura 2.3.** Comparación de la irradiancia global con los registros sedimentarios de la cuenca Alfonso: diferencia del registro de la irradiancia solar total (dIST) (Steinhilber *et al.*, 2009), promedio de 50 años (línea gruesa);  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario (indicador de la desnitrificación); contenido de terrígenos (Wt %); razón C:N de la materia orgánica; y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT) (los últimos dos se usaron como indicadores de la precipitación pluvial en cuenca Alfonso).

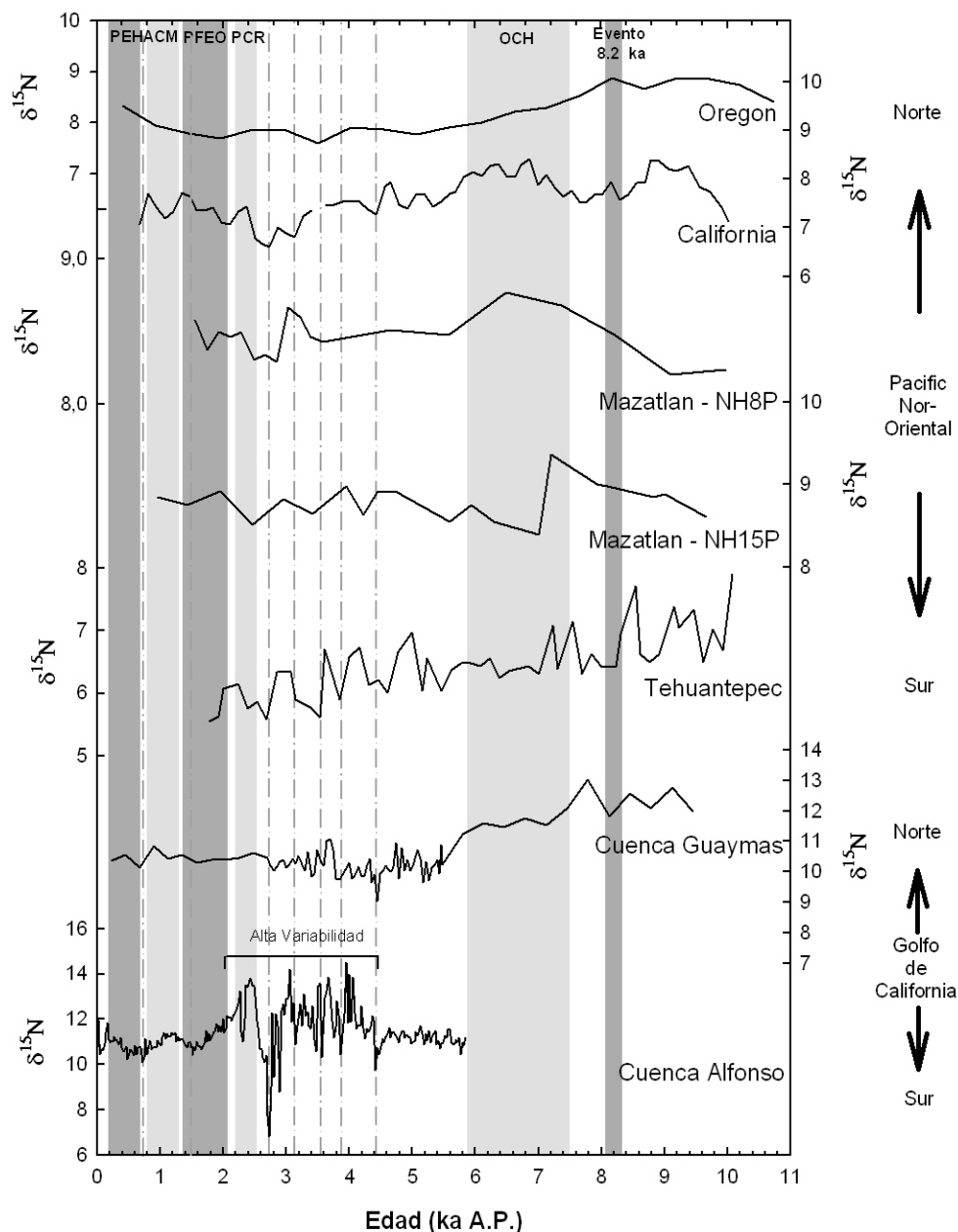


**Figura 2.4.** Análisis de factor aplicado a las anomalías estandarizadas de los diferentes trazadores de productividad, precipitación pluvial y desnitrificación, y las anomalías estandarizadas de la diferencia de la irradiancia solar total para el Holoceno (dIST) de Steinhilber *et al.* (2009).

Se han atribuido cambios de  $\delta^{15}\text{N}$  en la región del Pacífico nororiental a cambios en desnitrificación en el ASsSt pero a escala glacial-interglacial (Ganeshram *et al.*, 1995). Los registros para el Holoceno del golfo de Tehuantepec (Hendy y Pedersen, 2006), el margen de Mazatlán (Ganeshram *et al.*, 2000), y los márgenes de California y Oregon (Kienast *et al.*, 2002) (Fig. 2.5) mostraron cambios de pequeña amplitud en la señal de  $\delta^{15}\text{N}$ , posiblemente también asociados con la señal del ASsSt.

El aumento de la productividad marina en zonas con bajo contenido de oxígeno es considerado un mecanismo que promueve la desnitrificación (Devol, 1978; Codispoti y Christensen, 1985) al consumirse el oxígeno en la columna de agua por el hundimiento y la oxidación de materia orgánica (van Geen *et al.*,

2003); además, las bacterias desnitrificadoras usan nitratos como aceptores de electrones y estimulan el proceso respiratorio de la desnitrificación (Altabet *et al.*, 1999).

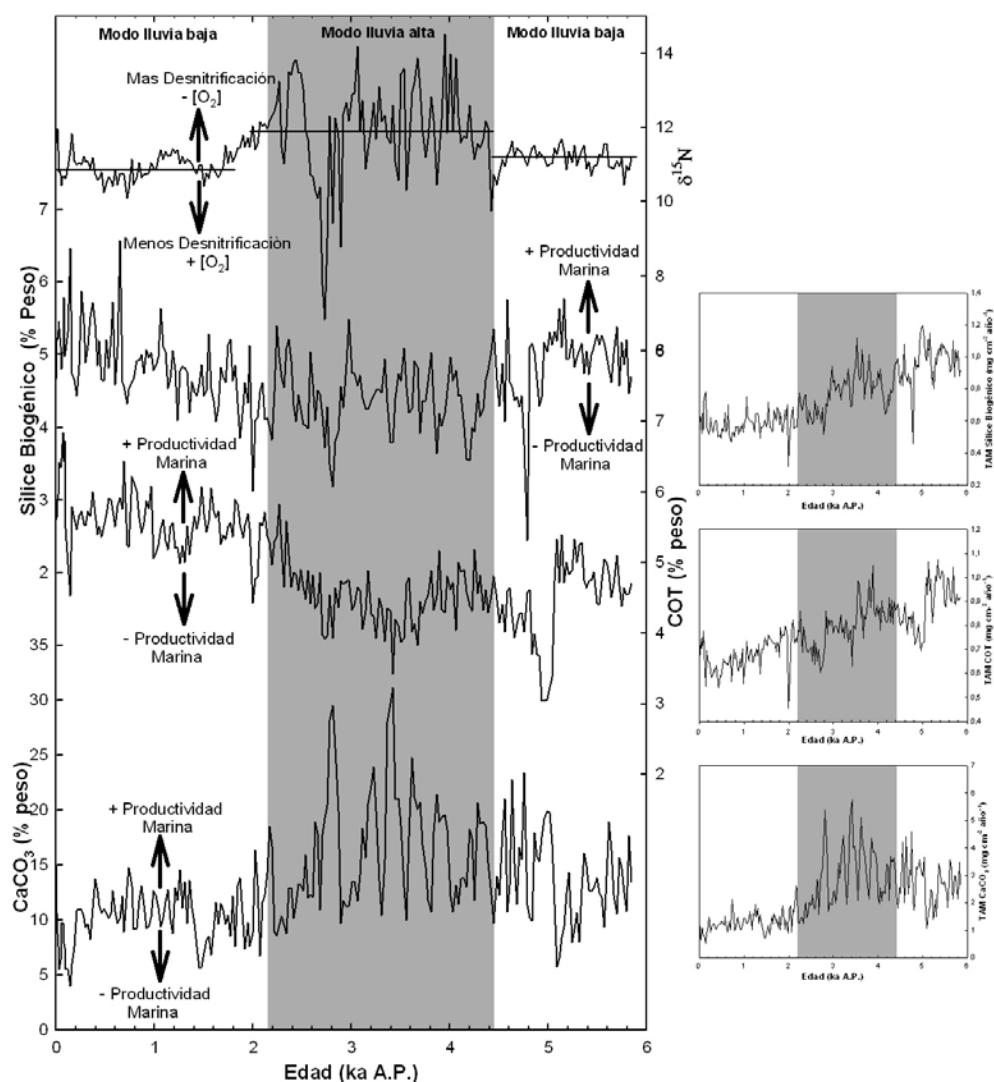


**Figura 2.5.** Registros de  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario durante el Holoceno para el Pacífico nororiental, márgenes de California y Oregon (Kienast *et al.*, 2002), margen de Mazatlán (Ganeshram *et al.*, 2000), y golfo de Tehuantepec (Hendy y Pedersen, 2006); y el golfo de California, cuenca de Guaymas (Pride *et al.*, 1999) y cuenca Alfonso (este trabajo).

En cuenca Alfonso, la relación entre la desnitrificación y la productividad marina no es clara (Fig. 2.6) y se observan dos modos de respuesta: (1) el modo de alta precipitación pluvial en la parte media del registro (4.4–2.4 ka AP), con la desnitrificación dominada por los cambios en la estratificación de la columna de agua inferida por valores altos de  $\delta^{15}\text{N}$  y precipitación, y valores bajos de productividad; y (2) el modo de baja precipitación pluvial (5.8–4.4 ka AP y 2.4 ka AP–presente), con la desnitrificación dominada por cambios en la productividad, siendo sincrónicos los cambios en ambos trazadores. Asimismo, durante el periodo de alta precipitación pluvial, la señal de  $\delta^{15}\text{N}$  se encuentra desacoplada de la sedimentación (respondiendo a mecanismos físicos, fuerte estratificación de la columna de agua debido a las lluvias, generando anoxia). Durante el periodo cuando la productividad se encuentra acoplada a la desnitrificación (modo de baja precipitación), la sedimentación y preservación local de BSi y  $\text{CaCO}_3$  no están bien acopladas al carbono orgánico, probablemente porque BSi y  $\text{CaCO}_3$  se originan de diferentes grupos de productores que responden a diferentes condiciones climáticas del océano y porque diversos procesos afectan estos trazadores durante su transporte y acumulación.

Adicionalmente, el COT presenta limitaciones como trazador ya que la fracción de carbono orgánico exportada y preservada en los sedimentos no es constante a través del tiempo y espacio, y depende de múltiples factores como la productividad superficial, la estacionalidad (Berger *et al.*, 1989), la tasa de sedimentación (Müller y Suess, 1979), el tamaño de grano y área superficial del

sedimento (Hedges y Kiel, 1995), y el contenido de oxígeno del agua de fondo (Hartnett *et al.*, 1998). Por lo tanto, la tasa de carbono orgánico enterrado en los sedimentos no puede ser extrapolada linealmente a la producción exportada (Berger *et al.*, 1989).

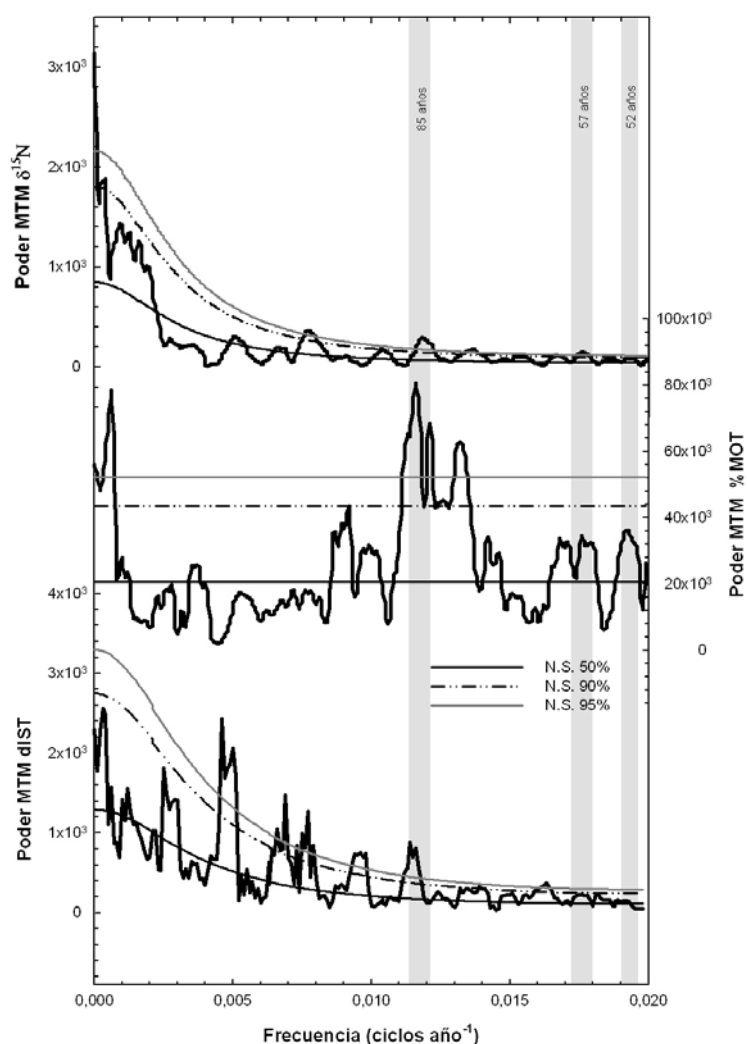


**Figura 2.6.** Registros de  $\delta^{15}N$  sedimentario (indicador de la desnitrificación) y de la productividad marina de la cuenca Alfonso: porcentaje de sílice biogénico, carbono orgánico total y carbonato de calcio ( $CaCO_3$ ). Lado derecho: Tasas de acumulación de masa (TAM) de sílice biogénico, carbono orgánico total y  $CaCO_3$ .

En otras zonas del GC, como la cuenca de Guaymas (Sancetta, 1995), se ha observado que los procesos que controlan el contenido de oxígeno del agua de fondo no se determinan por las condiciones de productividad superficial sino posiblemente por el contenido de oxígeno de las aguas intermedias que ingresan al GC, lo que sugiere que la desnitrificación es principalmente controlada por mecanismos físicos. En cuenca Alfonso, este mecanismo parece estar relacionado con la inhibición de la mezcla vertical debido a una mayor estratificación de la columna de agua a causa de un aumento de la precipitación y aporte de agua dulce junto con una mayor advección lateral de ASsSt, lo cual coincide con un estudio de una trampa de sedimento recolectada en la cuenca entre 2002 y 2005 (Aguíñiga *et al.*, 2010).

El análisis espectral MTM de  $\delta^{15}\text{N}$ , %MOT y anomalías de dIST (Fig. 2.7) mostró que los registros cambian en el mismo rango de frecuencia de escala multidecadal (50 a 85 años, frecuencia entre 0.011 y 0.02 ciclos por año) típicas de forzamientos como la ODP (Mantua *et al.*, 1997) y de oscilaciones climáticas identificadas previamente para Norteamérica y el Pacífico Norte (50 a 70 años) a partir de datos instrumentales y la reconstrucción de anillos de árboles de la temperatura del aire (Minobe, 1997). La robusta periodicidad decadal, observada con el análisis espectral, para la materia orgánica terrestre y  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario muestra que la precipitación pluvial responde a la variabilidad climática decadal del Pacífico Norte. Esto coincide con lo documentado por Barron y Anderson (2011) para registros del Pacífico nororiental. Estos autores proponen que la variabilidad climática del Holoceno tardío en Norteamérica ha

vido principalmente controlada por el flujo de oeste a este influenciado por la dinámica océano-atmósfera del Pacífico Norte, como El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y ODP. Nuestro registro para la cuenca Alfonso no puede resolver una variabilidad de tipo ENOS, pero se observa una variabilidad climática positiva de tipo ODP a los 4200 años cal AP.



**Figura 2.7.** Análisis espectral multitaper (MTM, Mann y Lees 1996) de  $\delta^{15}\text{N}$ , porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT) y anomalías de la diferencia de irradiancia solar total (dIST). N.S. indica niveles de significancia de 50%, 90% y 95%. Las barras grises muestran los periodos en que las tres series concuerdan en frecuencia.

## 2.4. CONCLUSIONES

El registro de  $\delta^{15}\text{N}$  sedimentario de cuenca Alfonso mostró cambios de origen regional, posiblemente asociados con cambios en la señal isotópica del ASsSt que ingresa a la cuenca. Sin embargo, los altos valores de  $\delta^{15}\text{N}$ , más altos que otros registros, sugieren una desnitrificación activa en la cuenca en el pasado, probablemente de origen climático regido por el forzamiento solar (IST) que actúa sobre la intensidad del monzón de Norteamérica, donde un aumento de la precipitación pluvial (incremento del %MOT y la razón C:N) resulta en mayor estratificación de la columna de agua y, por lo tanto, menor contenido de  $\text{O}_2$ , que a su vez resulta en mayor desnitrificación. La contribución de la señal isotópica de la materia orgánica terrestre al valor de  $\delta^{15}\text{N}$  es baja.

La relación entre la productividad marina y la desnitrificación muestra dos modos de respuesta de la cuenca: un modo de alta precipitación pluvial (desnitrificación dominada por cambios en la estratificación) y un modo de baja precipitación pluvial (desnitrificación dominada por cambios en la productividad).

Los registros analizados cambian en intervalos de 50 a 85 años, una variabilidad identificada previamente para Norteamérica y el Pacífico Norte, y asociada con la ODP.

## 2.5. REFERENCIAS

- Aguñiga, S., A. Sánchez, N. Silverberg. 2010. Temporal variations of C, N,  $\delta^{13}\text{C}$ , and  $\delta^{15}\text{N}$  in organic matter collected by a sediment trap at Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, SW Gulf of California. *Continental Shelf Research* 30: 1692-1700.
- Altabet, MA. 2006. Isotopic tracers of the marine nitrogen cycle. In J. Volkman [ed.], *Marine organic matter: Chemical and biological markers, The handbook of environmental chemistry*. Springer-Verlag, pp. 251–293.
- Altabet MA y R. Francois. 1994. Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochemical Cycles* 8: 103–116.
- Altabet, MA, R. Francois, D.W. Murray y W.L. Prell. 1995. Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment  $15\text{N}/14\text{N}$  ratios. *Nature* 373: 506–509.
- Altabet, M.A., C. PilskaIn, R. Thunell, C. Pride, D. Sigman, F. Chavez y R. Francois. 1999. The nitrogen isotope biogeochemistry of sinking particles from the margin of the Eastern North Pacific. *Deep Sea Research Part I* 46: 655-679.
- Barron, J.A. y L. Anderson. 2011. Enhanced Late Holocene ENSO/PDO expression along the margins of the eastern North Pacific. *Quaternary International* 235: 3-12.

- Berger, W.H, V.S. Smetacek y G. Wefer. 1989. Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. En: Productivity of the Oceans present and past: Report of the Dahlem Workshop on Productivity of the Ocean. W H Berger, V S Smetacek, G Wefer, eds, Life sciences research reports 44, Wiley & Sons, Chichester, Berlin, 1-34.
- Calvert, S.E., T.F. Pedersen y R.E. Karlin. 2001. Geochemical and isotopic evidence for post-glacial palaeoceanographic changes in Saanich Inlet, British Columbia. *Marine Geology* 174: 287-305.
- Cannariato, K.G. y J.P. Kennett. 1999. Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k.y. *Geology* 27(11): 975-978.
- Castro, C.L., T.B. McKee y R.A. Pielke. 2000. The climatology and interannual variability of the North American monsoon as revealed by the NCEP/NCAR reanalysis, Preprints, 11th Symposium on Global Change Studies, Long Beach, CA, American Meteorological Society, pp. 168–171.
- Cline, J.D. y J.R. Kaplan. 1975. Isotopic fractionation of dissolved nitrate during denitrification in the eastern tropical North Pacific. *Marine Chemistry* 3: 271-299.
- Codispoti, L.A. y J.P. Christensen. 1985. Nitrification, denitrification and nitrous oxide cycling in the eastern tropical South Pacific Ocean. *Marine Chemistry* 16: 277-300.
- Devol, A. 1978. Bacterial oxygen uptake kinetics as related to biological processes in oxygen deficient zones of the oceans. *Deep Sea Research*

25(2): 137-146.

- Douglas, R.G., D. Gorsline, A. Grippo, I. Granados y O. Gonzalez-Yajimovich. 2001. Holocene ocean-climate variations in Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. In: Proceedings of the Eighteenth PACLIM, West, G.J., Buffaloe, L.D. (Eds.), Workshop. Asilomar, Pacific Grove, CA, pp. 7–20.
- Douglas, R.G., O. Gonzalez-Yajimovich, J. Ledesma-Vazquez y F. Staines-Urias. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews* 26: 115-129.
- Francois, R., M.A. Altabet y L.H. Burckle. 1992. Glacial to interglacial changes in surface nitrate utilization in the Indian sector of the Southern Ocean as recorded by sediment  $\delta^{15}\text{N}$ . *Paleoceanography* 7: 589–606.
- Frohlich, C. 2009. Observational evidence of a long-term trend in total solar irradiance. *Astronomy & Astrophysics* 501: 27-30, doi:10.1051/0004-6361/200912318.
- Ganeshram, R.S., T.F. Pedersen, S.E. Calvert y J.W. Murray. 1995. Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods. *Nature* 376: 755–758.
- Ganeshram, R.S., T.F. Pederson, S.E. Calvert, G.W. McNeill y M.R. Fontugne. 2000. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: Causes and consequences. *Paleoceanography* 5: 361-376.

- Gonzalez-Yajimovich, O. 2004. Holocene sedimentation in the southern Gulf of California and its climatic implications. Ph.D. thesis, University of Southern California, Los Angeles. 211 pp.
- Gonzalez-Yajimovich, O, R.G. Douglas y D.S. Gorsline. 2004. Holocene Record of Ocean-Climate Variation in the Gulf of California: Rainfall and Productivity. Proceedings of the Twenty-first Annual Pacific Climate Workshop, Tech. Rep. 77, pp. 59-68.
- Gonzalez-Yajimovich, O, D.S. Gorsline y R.G. Douglas. 2007. Frequency and sources of basin floor turbidites in Alfonso basin, Gulf of California, Mexico: Products of slope failures. *Sedimentary Geology* 199: 91–105.
- Gray, S.T., J.L. Betancourt, C.L. Fastie y S.T. Jackson. 2003. Patterns and sources of multidecadal oscillations in drought-sensitive tree-ring records from the central and southern Rocky Mountains. *Geophysical Research Letters* 30(6): 1316, doi:10.1029/2002GL016154.
- Hartnett, H.E., R.G. Keil, J.I. Hedges y A.H. Devol. 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature* 391: 572-574.
- Hebbeln, D., M. Marchant, T. Freudenthal y G. Wefer. 2000. Surface sediment distribution along the Chilean continental slope related to upwelling and productivity. *Marine Geology* 164: 119–137.
- Hedges, J.I., W. Clark, P.D. Quay, J.E. Richey, A.H. Devol y N. Ribeiro. 1986. Composition and fluxes of organic matter in the Amazon River. *Limnology and Oceanography* 31: 717–738.

- Hedges, J.I. y R.G. Keil. 1995. Sedimentary organic matter preservation: An assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* 49: 81 – 115.
- Hendy, I.L. y J.P. Kennett. 2003. Tropical forcing of North Pacific intermediate water distribution during Late Quaternary rapid climate change? *Quaternary Science Reviews*. 22: 673–689.
- Hendy, I.L. y T.F. Pedersen. 2006. Oxygen minimum zone expansion in the eastern tropical North Pacific during deglaciation. *Geophysical Research Letters* 33: L20602, doi:10.1029/2006GL025975.
- Holmes, M.E., P.J. Muller, R.R. Schneider, M. Segl, J. Patzold y G. Wefer. 1996. Stable nitrogen isotopes in Angola Basin surface sediments. *Marine Geology* 134: 1-12.
- Holz, C., J.B.W. Stuut, R. Henrich y H. Meggers. 2007. Variability in terrigenous sedimentation processes off northwest Africa and its relation to climate changes: Inferences from grain-size distributions of a Holocene marine sediment record. *Sedimentary Geology* 202: 499-508.
- Hu, Q. y S. Feng. 2002. Interannual Rainfall Variations in the North American Summer Monsoon Region: 1900–98. *Journal of Climate* 15: 1189-1202.
- Keigwin, L.D. y G.A. Jones. 1990. Deglacial climatic oscillations in the Gulf of California. *Paleoceanography* 5: 1009-1023.
- Kennett, J.P. e B.L. Ingram. 1995. A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara Basin. *Nature* 377: 510-514.
- Kienast, S.S., S.E. Calvert y T.F. Pedersen. 2002. Nitrogen isotope and productivity variations along the northeast Pacific margin over the last 120

- kyr: Surface and subsurface paleoceanography. *Paleoceanography* 17(4): 1055, doi:10.1029/2001pa000650.
- Lavin, M.F., P. Niiler, A. Amador, R. Castro y E. Beier. 2007. Surface Velocity Patterns in the Gulf of California from Satellite-Tracked Drifters, American Geophysical Union 2007 Joint Assembly, Acapulco, 22–25 May, Abstract on CD, OS51D-02.
- Liu, K.K. y I.R. Kaplan. 1989. The eastern tropical Pacific as a source of  $^{15}\text{N}$ -enriched nitrate in seawater off southern California. *Limnology and Oceanography* 34: 820-830.
- Magaña, V. 1999. Los Impactos de El Niño en México. Dirección General de Protección Civil, Secretaría de Gobernación, México. 229 pp.
- Mann, M.E. y J.M. Lees. 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic Change* 33: 409-445.
- Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace y R.C. Francis. 1997. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of American Meteorological Society* 78: 1069-1079.
- Meckler, A.N., G.H. Haug, D.M. Sigman, B. Plessen, L.C. Peterson y H.R. Thierstein. 2007. Detailed sedimentary N isotope records from Cariaco Basin for Terminations I and V: Local and global implications. *Global Biogeochemical Cycles* 21, GB4019, doi:10.1029/2006GB002893.
- Meyers, P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114: 289-302.

- Minobe, S. 1997. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.* 24: 683–686.
- Monreal-Gómez, M.A., A. Molina-Cruz y D.A. Salas-de León. 2001. Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine System* 30: 305-315.
- Mortlock, R.A. y P.N. Froelich. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Research Part. A* 36: 1415–1426.
- Müller, P.J. y E. Suess. 1979. Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation. *Deep Sea Research* 26A: 1347 – 1362.
- Nava-Sánchez, E.H., D.S. Gorsline y A. Molina-Cruz. 2001. The Baja California peninsula borderland: structural and sedimentological characteristics. *Sedimentary Geology* 144: 63-82.
- Obeso-Nieblas, M. 2003. Variabilidad espacio-temporal de las condiciones oceanográficas de la Bahía de La Paz. Ph.D. Thesis, CICIMAR. Instituto Politecnico Nacional, 337pp., unpublished.
- Obeso Niebla, M., B. Shirasago-Germán, J.H. Gaviño-Rodríguez, H. Obeso-Huerta, E.L. Pérez-Lezama y A.R. Jiménez-Illescas. 2007. Hidrografía en la Boca Norte de la Bahía de La Paz, Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas* 33(3): 281-291.
- Owens, N.J.P. y C.S. Law. 1989. Natural variations in  $^{15}\text{N}$  content of riverine and estuarine sediments. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 28: 407-416.

- Pérez-Cruz, L. 2013. Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability. *Quaternary Research*, doi.org/10.1016/j.yqres.2012.11.007.
- Peters, K.E., R.E. Sweeney y I.R. Kaplan. 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnology and Oceanography* 23: 598-604.
- Poore, R.Z., M.J. Pavich y H.D. Grissino-Mayer. 2005. Record of the North American southwest monsoon from Gulf of Mexico sediment cores. *Geology* 33(3): 209-212.
- Pride, C, R. Thunell, D. Sigman, L. Keigwin, M. Altabet y E. Tappa. 1999. Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since de last deglatiation: Response to global climate change. *Paleoceanography* 14(3): 397-409.
- Sancetta, C. 1995. Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15.000 years. *Paleoceanography* 10: 67-84.
- Santamaría-del-Ángel, E., A. González-Silvera, R. Millán-Núñez, M. E. Callejas-Jiménez y R. Cajal-Medrano. 2011. Determining Dynamic Biogeographic Regions using Remote Sensing Data. En: Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Applications for Marine Living Resources Conservation and Management, Morales, J., Stuart, V., Platt, T.,

- Sathyendranath, S. (Eds.), EU PRESPO and IOCCG, Dartmouth, Canada. 273-291 pp.
- Schultz, D. y J.A. Calder. 1976. Organic carbon  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  variations in estuarine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 381–385.
- Sánchez, A., B.E. López-Ortiz, S. Aguíñiga y E. Balart. 2013. Distribution and composition of organic matter in sediments of the oxygen minimum zone of the Northeastern Mexican Pacific. *Journal of Iberian Geology* 39(1), 41753, doi.org/10.5209/rev
- Sigman, D. 2001. Ocean Nutrient Cycling: Today and in the Past. The Smilodon. Princeton Geosciences Newsletter 42(2): 1-5.
- Silverberg, N., A. Martínez, S. Aguíñiga, J.D. Carriquiry, N. Romero, E. Shumilin y S. Cota. 2004. Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current in late 1996 and during the El Niño event of 1997-1998. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 59: 575-587.
- Silverberg, N., E. Shumilin, F. Aguirre-Bahena, A.P. Rodríguez-Castañeda y D. Sapozhnikov. 2007. The impact of hurricanes on sedimenting particulate matter in the semi-arid Bahía de La Paz, Gulf of California. *Continental Shelf Research* 27: 2513–2522
- Steinhilber, F., J. Beer y C. Frohlich. 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophys. Res. Lett.* 36: L19704. doi:10.1029/2009GL040142.
- Sweeney, R.E., K.K. Liu y I.R. Kaplan. 1978. Oceanic nitrogen isotopes and their uses in determining the source of sedimentary nitrogen. In: Robinson,

- B.W. (Ed.). Stable Isotope in the Earth Science, New Zealand Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand, 9–26 pp.
- Stuiver, M. y P. Reimer. 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Thunell, R.C. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep Sea Res. Part I* 45: 2059-2083.
- van Geen, A., R.G. Fairbanks, P. Dartnell, M. McGann, J.V. Gardner y M. Kashgarian. 1996. Ventilation changes in the north eastern Pacific during the last deglaciation. *Paleoceanography* 11: 519-528.
- van Geen, A, Y. Zheng, J.M. Bernhard, K.G. Cannariato, J. Carriquiry, W.E. Dean, B.W. Eakins, J. Pike y J.D. Ortiz. 2003. On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography* 18(4): 22\_1-18.
- Versteegh, G.J.M. y K.A.F. Zonneveld. 2002. Use of selective degradation to separate preservation from productivity. *Geology* 30(7): 615-618, doi: 10.1130/0091-7613.
- Zhao, M., J.L. Mercer, G. Eglinton, M.J. Higginson y C-Y. Huang. 2006. Comparative molecular biomarker assessment of phytoplankton paleoproductivity for the last 160 kyr off Cap Blanc, NW Africa. *Organic Geochemistry* 37: 72-97.

## CAPITULO III

# EFFECTOS DE LA LLUVIA SOBRE LA PALEOPRODUCTIVIDAD MARINA EN LA BAHÍA DE LA PAZ, MÉXICO A TRAVÉS DEL HOLOCENO MEDIO Y TARDÍO

## RESUMEN

El efecto de la lluvia sobre la paleoproductividad marina de la bahía de La Paz, México, fue reconstruido a partir de proxies geoquímicos de tasas de acumulación de masa de sílice biogénico, carbono orgánico, calcio, carbonato de calcio y la razón Ba:Al como proxies de paleoproductividad y tasas de acumulación de masa de contenido de terrígenos, hierro y titanio, así como porcentaje relativo de materia orgánica de origen terrestre y la razón molar C:N usados como proxies de lluvia, de dos núcleos de sedimentos colectados en cuenca Alfonso (NH01-15MC1B y NH01-15GC3). Los registros muestran que durante el Holoceno medio y tardío (últimos 5.8 ka) la productividad marina ha tenido una disminución, sincrónica con una disminución de la lluvia en la región, de manera paulatina, mostrando una mayor variabilidad entre 5 y 2.7 ka AP. Periodos de mayor lluvia corresponden con mayor contenido de carbono orgánico, carbonato de calcio y sílice biogénico, probablemente debido a un mayor efecto de fertilización de la zona eufótica, evidenciado en un aumento de las tasas de acumulación de hierro. Lo anterior puede ser debido al fortalecimiento del giro del Pacífico Norte (asociado a un mayor aporte hacia la zona de ASsSt) y del monzón de Norteamérica (aumento de la precipitación pluvial, como resultado de un movimiento al norte de la ZCIT). La precipitación pluvial y la productividad marina, muestran variaciones de tipo multidecadal (de 52 a 72 años), asociadas con la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) y la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (OGPN).

**Palabras Clave:** Golfo de California, Paleoproductividad, Proxies Geoquímicos, Monzón de Norteamérica, Cambio Climático global, ODP, OGPN.

## ABSTRACT

The effect of rainfall on the paleoproductivity of La Paz bay, Mexico, based on geochemical proxies of mass accumulation rates of biogenic silica, organic carbon, calcium, carbonates and Ba:Al ratio as paleoproductivity proxies, and mass accumulation rates of terrigenous content, iron and titanium as well as C:N ratio and Land-derived organic matter percent as rainfall proxies, was reconstructed from two cores (NH01-15MC1b and NH01-15GC3), recovered from Alfonso basin. The records indicate that marine productivity in the middle and late Holocene (last 5.8 ky) decreased synchronically with a decrease in rainfall throughout the region. The records also indicate greater variability between 5 and 2.7 ky BP.

Periods of more rainfall correspond to an increase of organic carbon, carbonates and biogenic silica, probably caused by more fertilization in the photic zone, evidenced by an increase in iron accumulation rates, this may be due to the strengthening of the North Pacific Gyre (associated with a greater contribution of ASsSt to the area) and North American monsoon (increased rainfall, as a result of a north migration of the ITCZ). The rainfall and marine productivity, show multidecadal variations (from 52 to 72 years), associated with the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and the North Pacific Gyre Oscillation (NPGO).

**Key Words:** Gulf of California, Paleoproductivity, Geochemical proxies, North American Monsoon, Global Climate Change, PDO, NPGO.

## 3.1 INTRODUCCIÓN

El aumento de la productividad marina ha sido asociado con disminución del CO<sub>2</sub> atmosférico en escala glacial-interglacial, debido a que la productividad influencia el suministro de carbono orgánico a los sedimentos y su posterior enterramiento, afectando el flujo del CO<sub>2</sub> entre el océano y la atmósfera (Paytan *et al.*, 1996) con el subsecuente efecto sobre el clima del planeta. Debido a lo anterior, es de gran importancia entender cual es el efecto sobre la

productividad marina del Monzón de Norteamérica, y el consiguiente impacto sobre el balance del carbono, principalmente durante el Holoceno, que es el periodo que marca las condiciones climáticas más recientes del planeta y en el cuál se ha identificado variabilidad climática de escala multidecadal (Ricaurte-Villota *et al.*, 2013), centenal, submilenial y milenial (Bond *et al.*, 1997 y 2001).

Las zonas de gran importancia mundial en el ciclo del carbono (producción primaria y enterramiento), como los sistemas de surgencias costeras de California y Perú, soportan su productividad por el aporte a la superficie de agua subsuperficial rica en macronutrientes (asociado a sistemas de vientos), pero se ha encontrado que esta puede estar limitada por el hierro (Fe) (Hutchins y Bruland, 1998; Hutchins *et al.*, 2002), el cual tiene una fuente diferente que las surgencias. En estas regiones como los aportes fluviales y atmosféricos de micronutrientes son muy escasos, la limitación por Fe es un obstáculo importante para el crecimiento del fitoplancton (Dezileau *et al.*, 2004), a diferencia de zonas influenciadas por grandes aportes fluviales, como cuenca Cariaco, donde llegan gran cantidad de nutrientes con su consecuente efecto de fertilización (Peterson *et al.*, 2000).

En la bahía de La Paz, que alberga a cuenca Alfonso, la productividad primaria es baja comparada con otras zonas del norte y centro del golfo de California (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). La bahía muestra concentración superficial máxima en primavera (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Martínez-López *et al.*, 2001), coincidentes con periodos de máximo flujo de carbono orgánico ( $C_{org}$ ) (Aguñiga *et al.*, 2010). También muestra un máximo subsuperficial en la

parte superior de la termoclina (Monreal-Gómez *et al.*, 2001) principalmente en verano (Martínez-López *et al.*, 2001), que concuerda con otro máximo de flujo de  $C_{org}$  hacia los sedimentos identificado por Aguiñiga *et al.* (2010). La productividad primaria en la bahía varía en escala estacional, interanual y decadal (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Martínez-López *et al.*, 2001 y 2012; Aguiñiga *et al.*, 2010), en respuesta a la variabilidad climática local y de escala regional (toda cuenca del Pacífico), mostrando influencia del fenómeno de El Niño, de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) y de la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (OGPN) (Martínez-López *et al.*, 2012).

La mayor parte de observaciones sobre la productividad marina de esta zona provienen de trampas de sedimentos y mediciones con series de tiempo de corta periodicidad. Variaciones de largo plazo han sido estudiadas a través de registros paleoceanográficos, los cuales cubren aproximadamente los últimos 8 ka, estos han sugerido una disminución en la productividad de la zona asociada a un aumento en las condiciones de aridez de la zona por cambios en el Monzón de Norteamérica (González-Yajimovich, 2004; González-Yajimovich *et al.*, 2004, 2005 y 2007) pero esto no ha sido corroborado con lo encontrado por Pérez-Cruz (2013), quién encontró baja bio-productividad asociada al fortalecimiento de la precipitación monsonal entre 6.2 y 2.4 ka AP, por lo que con este estudio se espera contribuir a dilucidar la variabilidad de la productividad marina durante el Holoceno medio y tardío.

Como los registros instrumentales solo cubren una pequeña parte de la historia del planeta, los sedimentos hemipelágicos depositados en los márgenes

continentales constituyen un importante registro de las interacciones tierra-océano y la variabilidad relacionada con oscilaciones climáticas a diversas escalas temporales y espaciales (Holz *et al.*, 2007). De igual manera, debido a que los bajos niveles de oxígeno en el fondo permite la preservación de los productos exportados (Harnett *et al.*, 1998), cuenca Alfonso cuyo fondo tiene condiciones entre anóxicas y subóxicas (Douglas *et al.*, 2001) es un buen lugar para inferir cambios en productividad a partir de las tasas de acumulación de algunos biomarcadores.

### **3.2 MATERIALES Y MÉTODOS**

Para estimar la paleoproductividad marina se utilizaron diversos trazadores en los sedimentos, como el contenido de carbono orgánico total (COT), de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), de sílice biogénico (SiB), la concentración de barita y la razón Ba:Al (Pokras, 1987;; Mix, 1989; Paytan *et al.*, 1996; Ganeshram y Pedersen, 1998; Abrantes, 2000; Rosell-Melé, 2000; González-Yajimovich *et al.*, 2005). El estudio de flujos de masa de varios componentes da una impresión general de la productividad, relacionada a la disponibilidad de nutrientes, en las aguas superficiales (Fischer y Wefer, 1999), adicionalmente como cada proxy tiene su limitante debido a diferencias en su producción, degradación (Versteegh y Zonneveld, 2002) y sedimentación

(Müller y Suess, 1979; Hedges y Keil, 1995) su uso conjunto permite una mejor estimación de la productividad primaria en una localidad.

El contenido de carbono orgánico ( $C_{org}$ ) en los sedimentos es considerado un indicador directo de la productividad primaria en la columna de agua (Zhao *et al.*, 2006). Esto se debe a que el transporte de materia orgánica desde la zona fótica hacia el océano profundo, y el posterior enterramiento en los sedimentos, en gran medida está controlado por la “bomba biológica” (Versteegh y Zonneveld, 2002), la cual se refiere a los procesos colectivos de: fijación de carbono inorgánico en materia orgánica durante la fotosíntesis, su transformación por procesos en la cadena trófica (trofodinámicos), la mezcla física, transporte y asentamiento gravitacional hacia los sedimentos (Ducklow *et al.*, 2001). Además, el contenido de COT en los sedimentos es una señal sedimentaria que unifica un gran número de procesos de depositación y degradación, que puede ser utilizado como un trazador básico para procesos de mineralización de la materia orgánica (MO) (Seiter *et al.*, 2004).

El COT tiene sus limitaciones como trazador ya que la fracción de carbono orgánico exportado desde la superficie y preservada en los sedimentos no permanece constante a través del tiempo y el espacio; depende de múltiples factores como la productividad en la superficie, la estacionalidad (Berger *et al.*, 1989), la tasa de sedimentación (Müller y Suess, 1979), el tamaño de grano y área superficial del sedimento (Hedges y Keil, 1995) y el contenido de oxígeno en el agua del fondo (Hartnett *et al.*, 1998). Por lo tanto, la tasa de  $C_{org}$  enterrada en los sedimentos no puede ser extrapolada linealmente con la

producción exportada (Berger *et al.*, 1989). Adicionalmente el registro de  $C_{org}$  puede estar sujeto a contaminación de entradas terrestres (Westerhausen *et al.*, 1993).

El  $CaCO_3$  es el material biogénico predominante de la zona pelágica de los océanos. La producción de carbonato esta principalmente dominada por los coccolitofóridos, foraminíferos y en menor medida por los pterópodos y dinoflagelados calcáreos (Fischer y Wefer, 1999). En los sedimentos marinos un aumento en el flujo de  $C_{org}$  resulta en un aumento en la disolución del  $CaCO_3$ , debido a que un mayor aporte de MO aumenta la demanda de oxígeno para degradar el carbono orgánico, resultando en la producción de dióxido de carbono y ácido carbónico (González-Yajimovich *et al.*, 2005). Contrario al  $C_{org}$ , el contenido de  $CaCO_3$  en los sedimentos es alto en zonas de baja productividad y bajo en zonas de alta productividad, debido a la dilución y disolución (Fischer y Wefer, 1999).

El uso del  $CaCO_3$  como trazador de paleoproductividad tiene varias limitaciones, el flujo de carbonatos hacia el fondo oceánico sufre rápida disminución debido al pastoreo en aguas superficiales e intermedias y disolución por debajo de la lisoclina en el océano profundo (Bruland *et al.*, 1989). La disolución ocasiona una baja estimación de los flujos de carbonatos a los sedimentos. Los patrones espaciales y temporales también están relacionados a cambios en insolación, tectónica y química del océano y no sólo responden a productividad (Wefer *et al.*, 1999).

El contenido de sílice biogénico (SiB) en los sedimentos es utilizado comúnmente como un indicador de la productividad primaria en la columna de agua (Ragueneau *et al.*, 2000). Principalmente el SiB es usado como un trazador de productividad por diatomeas y es menos sensible a las condiciones redox del sedimento que otros trazadores de productividad. La eficiencia de los flujos de exportación de SiB, advección lateral de masas de agua, redistribución de sedimentos y variaciones espaciales en la eficiencia de preservación, afectan el uso del SiB como proxy de productividad (Ragueneau *et al.*, 2000).

La concentración de bario (Ba) ha sido usada como un paleotrazador de productividad exportada, el cual en su forma orgánica es suplido a los sedimentos como barita, aunque también puede tener un origen litogénico, el cual tiene una razón Ba:Al característica ( $\sim 0,0075$ ) (Dymond *et al.*, 1992), valores más altos que eso son atribuidos a Bario biogénico (bioBario) (Ganeshram y Pedersen, 1998). En condiciones altamente reductoras, como las ocasionadas durante bajos niveles de oxígeno en aguas del fondo, la barita puede sufrir disolución (Ganeshram y Pedersen, 1998) afectando su eficiencia como trazador de productividad.

Para inferir cambios en el flujo de entrada de sedimentos terrígenos, influenciados por cambios en condiciones hidrológicas (precipitación pluvial) se ha utilizado la concentración de titanio (Ti), principalmente en cuenca Cariaco (Peterson *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001, 2003) y el Mar de Arabia (Luckge *et al.*, 2001). El Ti no responde a condiciones redox y sus variaciones no son diagenéticamente controladas, por eso su variación puede ser interpretada

como entrada de componentes finos (silicoclásticos) de origen terrígeno, implicando más alta precipitación y un aumento de la escorrentía desde las cuencas de drenaje (Peterson *et al.*, 2000).

Para evaluar como las variaciones en precipitación han afectado la productividad marina en cuenca Alfonso durante los últimos 5.8 ka se utilizaron diferentes proxies. Como trazadores directos de precipitación se utilizó el contenido de terrígenos y de titanio, y como indirectos el porcentaje relativo de materia orgánica de origen terrestre (%MOT) y la razón molar C:N. Para reconstruir la paleoproduktividad en la zona se utilizó el carbono orgánico total (COT), los carbonatos ( $\text{CaCO}_3$ ), el sílice biogénico (SiB) y la razón Ba:Al, adicionalmente se midió la concentración de calcio (Ca) para corroborar que los cambios en  $\text{CaCO}_3$  no fueran por efecto de su disolución. Finalmente, se utilizó la concentración de hierro (Fe) como proxy de la entrada de terrígenos a los sedimentos, a pesar de que sus variaciones pueden ser controladas por condiciones redox (Haug *et al.*, 2001), además se usó para evaluar el efecto de fertilización sobre la productividad marina.

En el capítulo II se presenta la descripción de la recolección de los núcleos NH01-15GC3 y NH01-15MC1 de cuenca Alfonso y el modelo de edad-profundidad, el cual se discute en detalle en González-Yajimovich (2004) y González-Yajimovich *et al.* (2007). La metodología usada para determinar la fracción de terrígenos, así como el %MOT, la razón molar C:N y los biomarcadores COT, SiB y  $\text{CaCO}_3$  también son descritos en ese capítulo.

La extracción de Ti junto con otros metales (Ca, Fe, Al y Ba) se realizó a

través de una digestión total, para la calibración se utilizó el material de referencia de sedimentos marinos PACS-2 del National Research Council Canada. El análisis se hizo con un Finnigan TM element2/ Finnigan TM element XR, Thermo Scientific High Performance HR-ICP-MS en el laboratorio del Dr. Sergio Sañudo-Wilhelmy, en la Universidad del Sur de California. Las muestras se diluyeron con HNO<sub>3</sub> al 5% en una dilución 1:6 (250 µl de muestra, 1500 µl de HNO<sub>3</sub> al 5%), se utilizó un estándar de indio para calcular la sensibilidad: la medición se hizo en baja y media resolución dependiendo del metal, ya que el equipo es muy sensible y las muestras de sedimentos tenían alta concentración con respecto a lo que comúnmente se analiza.

Para los conjuntos de muestras corridas cada día, se usó la curva de calibración corrida al inicio de cada la medición, con esto se halló la concentración a partir de la intensidad, los valores se ajustaron con un factor de corrección, ya que se observó que la intensidad de la señal fue cayendo entre el inicio y el final de cada corrida (deriva del equipo). El factor de corrección fue calculado usando un estándar medido al inicio de cada día de corridas y nuevamente al final. Adicionalmente, se corrió un blanco para verificar que no hubiera contaminación, y se corrió material de referencia (SRM) para calcular el porcentaje de recuperación. Para evitar contaminación se corrió 1 muestra de agua destilada y 1 de HNO<sub>3</sub> entre cada muestra.

La concentración de metal en cada muestra fue calculada usando la siguiente ecuación:

$$[\text{Muestra}] = (I_s - B) / m \quad (\text{Ecu. 3.1})$$

Donde,  $I_s1$  es la intensidad de la muestra multiplicada por el factor de corrección,  $B$  es la Intensidad del blanco y  $m$  es la pendiente de la curva de calibración.

Todos los trazadores son expresados en términos de tasas de acumulación de masa (flujos) (TAM,  $\text{mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ), las cuales fueron calculadas como:

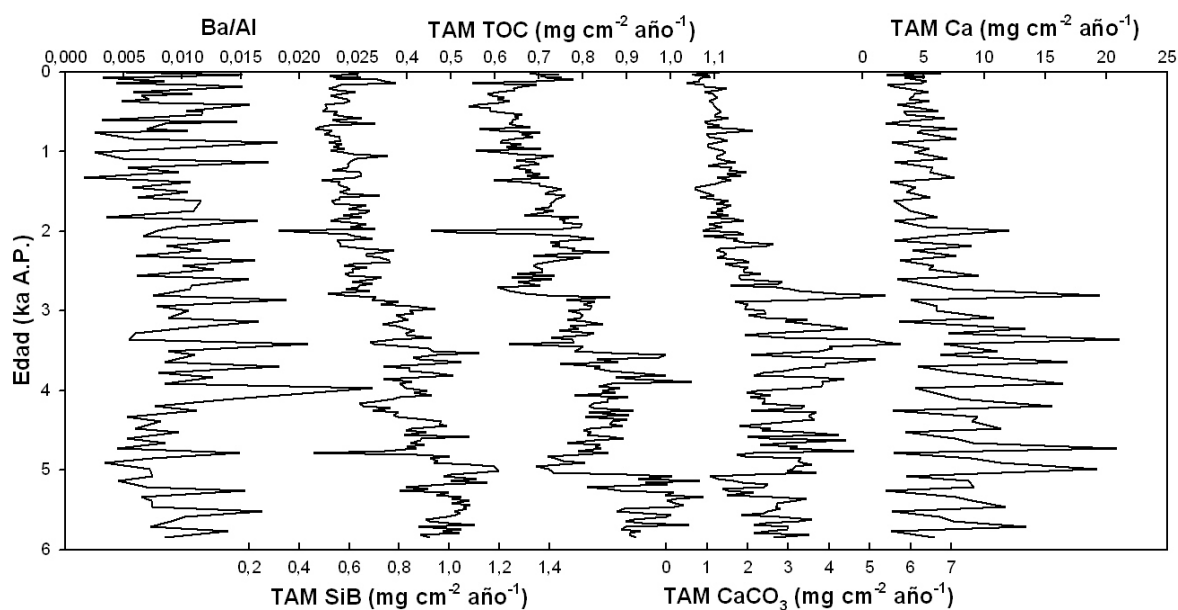
$$\text{TAM} = \rho \times \text{TS} \times C \quad (\text{Ecu. 3.2})$$

Donde,  $\rho$  es la densidad del sedimento seco expresado en  $\text{mg cm}^{-3}$ ; TS es la tasa de sedimentación en  $\text{cm año}^{-1}$ , y  $C$  es la concentración de cada compuesto.

### 3.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las tasas de acumulación de masa (TAM) de los diferentes proxies de paleoproductividad, la razón Ba:Al, sílice biogénico (SiB), carbono orgánico total (COT), carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) y calcio (Ca) (Fig. 3.1) evidencian de manera general que la productividad marina en cuenca Alfonso ha mostrado una tendencia a la disminución entre el Holoceno medio y el presente. Esto ya ha sido reportado para la zona de estudio por Gonzalez-Yajimovich *et al.* (2004). Ha sido evidenciada también una disminución en la productividad a lo largo del Holoceno en el margen de Mazatlán, núcleo de sedimentos NH8P, que coincide con un aumento de la temperatura (Ganeshram y Pedersen, 1998) y

en general para todo el golfo de California (GC), se ha encontrado una disminución en la productividad, en especial para la zona sur del golfo donde los cambios más grandes han sido observados (Douglas *et al.*, 2007).



**Figura 3.1.** Tasas de acumulación de masa (TAM) de los diferentes proxies de paleoproduktivdad: La razón Ba:Al, sílice biogénico (SiB), carbono orgánico total (COT), carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) y calcio, en Cuenca Alfonso.

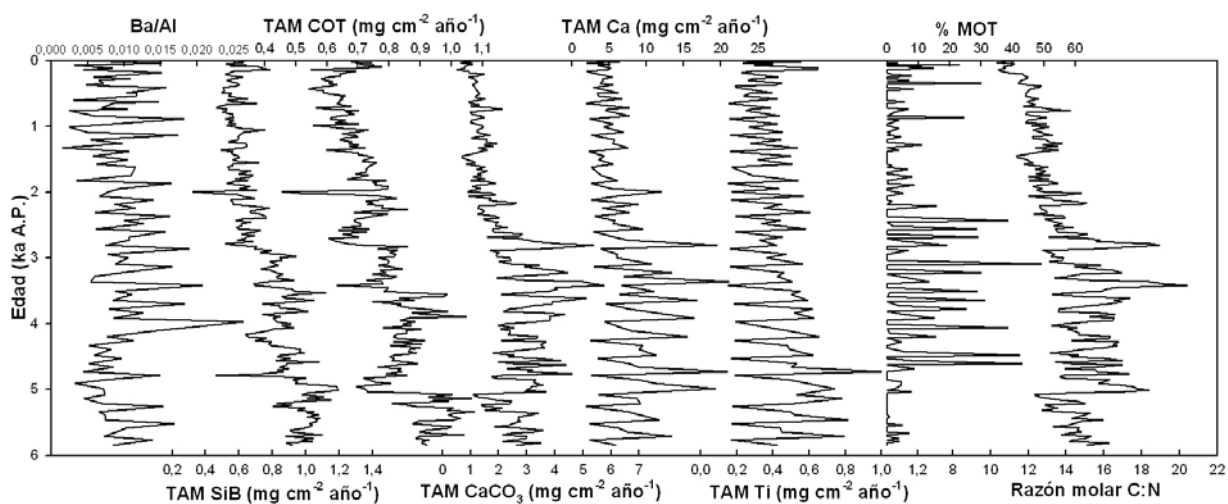
El registro de  $\text{CaCO}_3$  muestra los valores más altos, así como mayor variabilidad, entre ~5 y 2.5 ka AP, lo que sugiere una mayor influencia tropical durante este periodo. En la cuenca de Guaymas, región central del golfo de California, Barron *et al.* (2005) ha documentado un aumento de la influencia de aguas tropicales para el mismo periodo.

A partir de ~2.5 ka AP hasta el presente casi todos los trazadores, excepto la razón Ba:Al, muestran una menor variabilidad, sugiriendo

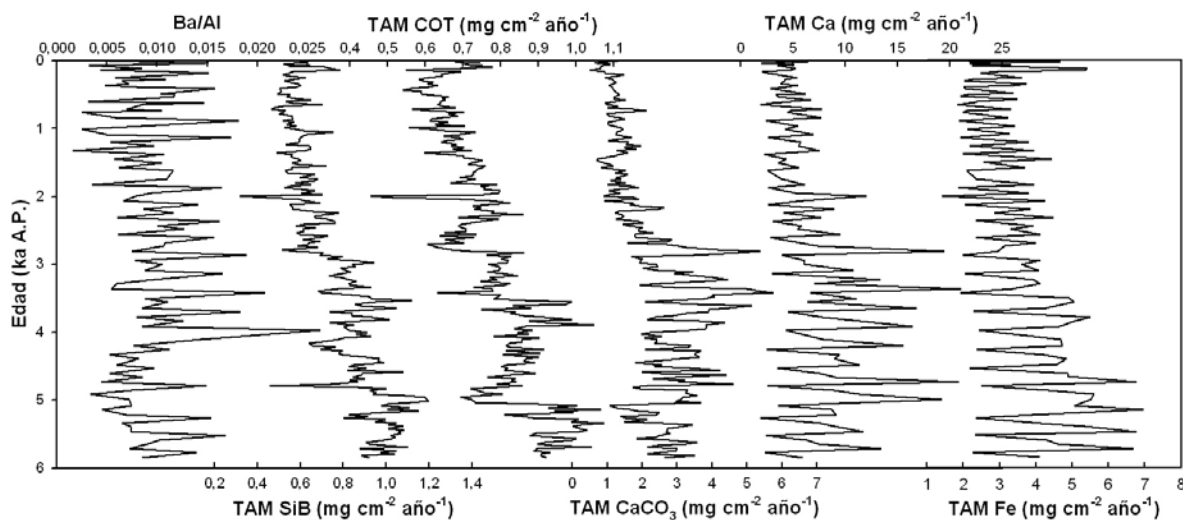
condiciones más estables en la región. La alta variabilidad de los proxies de productividad entre 5.8 ka AP y ~2 ka AP, coincide con un aumento de la precipitación pluvial (Fig. 3.2), evidenciada en el registro de %MOT y la razón molar C:N, esto puede estar asociado a un fortalecimiento del monzón de Norteamérica (MNA) durante el Holoceno medio (Poore *et al.*, 2005), factor principal de variabilidad climática de esta región. Además, coincide con el aumento de la variabilidad climática del Pacífico Norte asociada a condiciones cálidas del Holoceno medio (Friddell *et al.*, 2003).

El periodo de mayor influencia tropical sobre la zona de estudio, sugerido por el registro de  $\text{CaCO}_3$ , coincide con un aumento de la precipitación (mayor %MOT y C:N) en la región (Fig. 3.2). Esto confirma que el fortalecimiento del MNA se encuentra asociado a la influencia tropical, aguas más cálidas, que aportan mayor humedad a la zona influenciada por el monzón (Barron *et al.*, 2012).

Los registros de paleoproduktividad contrastados con las TAM del hierro (Fig. 3.3), muestran que el periodo de disminución del Fe coincide con una disminución en la productividad (entre 2.5 ka AP y el presente), esto soporta lo expuesto por Gonzalez-Yajimovich *et al.* (2004) quienes propusieron que la precipitación pluvial y subsecuente escorrentía puede ser un mecanismo de fertilización en la zona que promueve la productividad primaria marina.



**Figura 3.2.** Tasas de acumulación de masa de los diferentes proxies de paleoproduktividad: la razón Ba:Al, sílice biogénico (SiB), carbono orgánico total (COT), carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) y calcio (Ca), y los de precipitación pluvial: titanio (Ti), porcentaje relativo de materia orgánica de origen terrestre (%MOT) y la razón molar C:N, en Cuenca Alfonso.



**Figura 3.3** Tasas de acumulación de masa de los diferentes proxies de paleoproduktividad: La razón Ba:Al, sílice biogénico (SiB), carbono orgánico total (COT), carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) y calcio (Ca), y de hierro (Fe) en Cuenca Alfonso.

Los resultados confirman que el Fe puede ser un micronutriente limitante para la productividad marina, tanto para regiones áridas, como para zonas tropicales. En las regiones áridas como el sistema de surgencia del Pacífico

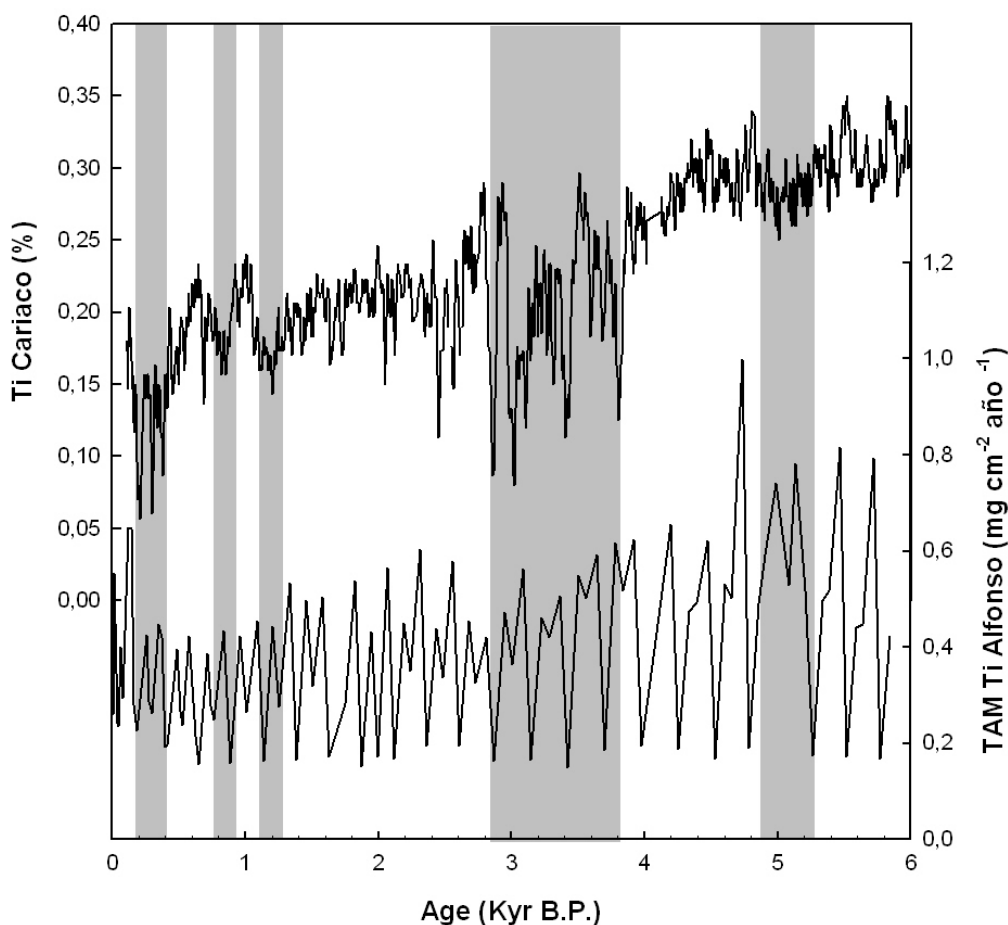
Sur-Oriental (Dezileau *et al.*, 2004), y cuenca Alfonso, donde aumento de la productividad pueden verse favorecido por el aporte de hierro después de eventos climáticos extremos, como los huracanes, después de los cuales se ha encontrado flujos de Fe un orden de magnitud mayor que durante la época seca, y el doble de su concentración (Silverberg *et al.*, 2007). Y en las zonas tropicales como la cuenca Cariaco, donde también se ha observado un aumento de la productividad durante los periodos cálidos interestadiales, asociada a un aumento de la precipitación pluvial y una mayor introducción de nuevos nutrientes a través de la descarga de los ríos del norte de Suramérica (Peterson *et al.*, 2000).

Los encontrado en este estudio, concuerda con los datos de titanio presentados por Pérez-Cruz (2013), pero discrepan con lo encontrado en ese trabajo para los proxies de productividad, pues nuestro registro muestra una disminución de la productividad marina a lo largo de los últimos 5.8 ka, además los periodos de mayor productividad coinciden con los de mayor precipitación, mientras que ese autor sugiere más baja bio-productividad durante esos periodos, y periodos de mayor productividad asociados a un aumento en los vientos. Como se explicó antes, en este trabajo se propone que la productividad marina es beneficiada por la fertilización durante periodos de mayor escorrentía terrestre, asociados a precipitación. Adicionalmente, debido a que cuenca Alfonso se encuentra sobre el lado occidental del golfo, el fenómeno de surgencias no es un mecanismo que pueda promover alta productividad primaria, limitadas a la época de verano, debido a la dirección del viento, y a

que se ha identificado tienen un efecto débil sobre la biomasa fitoplanctónica de la región, producto de una alta estratificación de la columna de agua (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 1999).

Comparaciones del porcentaje de titanio de cuenca Cariaco (Haug *et al.*, 2001) y las TAM de Ti (Fig. 3.4) y de terrígenos (Fig. 3.5) de cuenca Alfonso, muestran una notable coincidencia entre las dos zonas, principalmente entre el registro de titanio de cuenca Cariaco y las TAM de terrígenos de cuenca Alfonso, esto confirma lo que muchos autores han sugerido que cambios en la precipitación pluvial se encuentran asociados al movimiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Haug *et al.*, 2001; Koutavas *et al.*, 2002; Gonzalez-Yajimovich *et al.*, 2004; Poore *et al.*, 2004 y 2005; Barron *et al.*, 2005; Peterson y Haug, 2006; Pérez-Cruz, 2013), la cual se ha movido hacia el sur a lo largo del Holoceno (Koutavas y Lynch-Stieglitz, 2005), promoviendo condiciones más áridas durante el Holoceno tardío.

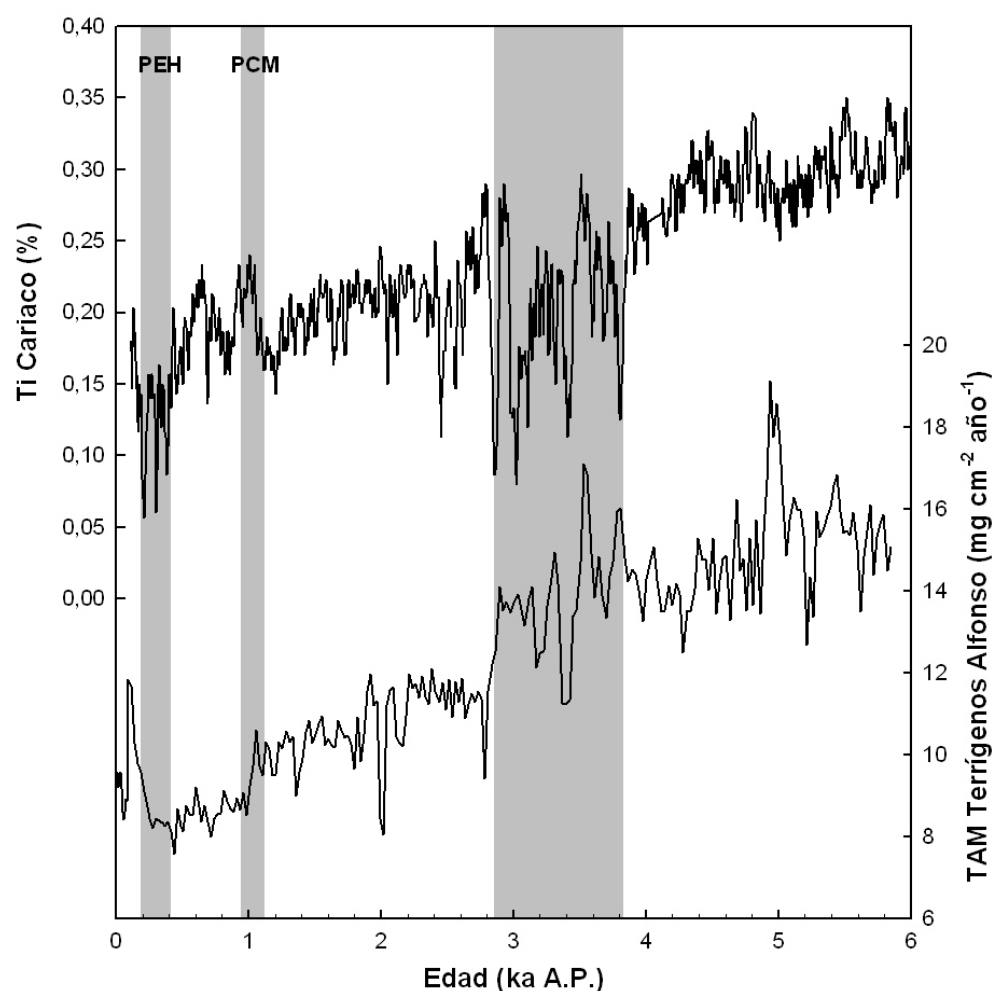
De igual manera en las figuras 3.4 y 3.5 se observa que tanto cuenca Cariaco (Haug *et al.*, 2001) como cuenca Alfonso registran los cambios climáticos de escala hemisférica, como la Pequeña Edad de Hielo (PEH) y el Periodo Cálido Medieval (PCM). Durante la PEH, 0.4 - 0.2ka AP, se registra una disminución de la precipitación pluvial (debilitamiento del MNA), asociada a las bajas temperaturas registradas en el Hemisferio Norte (Bradley y Jones, 1993).



**Figura 3.4.** Comparación del porcentaje de titanio de cuenca Cariaco (Haug *et al.*, 2001) y las tasas de acumulación de masa ( $\text{mg cm}^{-2} \text{año}^{-1}$ ) de titanio de cuenca Alfonso. Las barras grises marcan periodos de disminución en el porcentaje de Ti identificados en el registro de Cariaco.

Mientras que durante el PCM, entre 1. y  $\sim 0.8$  ka A.P., se registra un aumento de la precipitación pluvial (fortalecimiento del MNA), el tiempo de este calentamiento para cuenca Alfonso no concuerda con lo hallado por Mann y Jones (2003) en  $\sim 1213$  años AP, su inicio está más acorde con lo encontrado por Crowley y Lowery (2000), alrededor de 1013 y 813 años AP, esto puede ser debido a diferencia en las cronologías. La magnitud de este evento si está acorde con lo encontrado en otros registros, con los que se ha sugerido un

calentamiento moderado durante esta época, con temperaturas máximas similares a las de la mitad del siglo XX (Crowley y Lowery, 2000; Mann y Jones, 2003). La observación de estas épocas climáticas significativas del Holoceno en el registro de cuenca Alfonso confirma el potencial de esta región para estudiar cambios climáticos de escala global.



**Figura 3.5.** Comparación del porcentaje de titanio de cuenca Cariaco (Haug *et al.*, 2001) y las tasas de acumulación de masa ( $\text{mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ) de terrígenos de cuenca Alfonso. Las barras grises marcan periodos climáticos de escala hemisférica, como la Pequeña Edad de Hielo (PEH) y el Periodo Cálido Medieval (PCM). La barra gris marca un periodo de disminución en el porcentaje de Ti identificado en el registro de Cariaco.

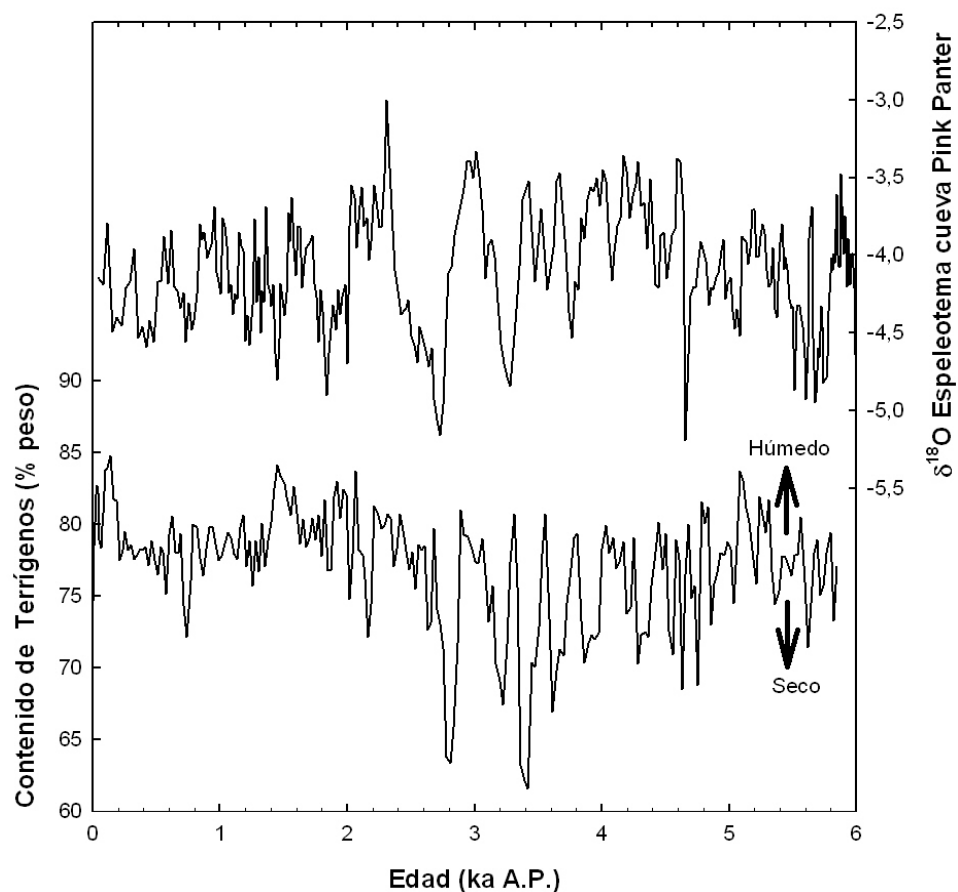
La amplia región afectada por el MNA cubre el centro y norte de México y suroeste de Estados Unidos, entre los estados de Arizona y Nuevo México, dentro de esta última se han diferenciado dos regiones (Comrie y Glenn, 1998), la zona oeste del MNA que cubre Arizona y el lado oeste de Nuevo México, que recibe mucha de su humedad monsonal del GC y la zona este que cubre el este de Nuevo México, donde la humedad proviene del golfo de México. Aun no es claro si existen diferencias entre estas dos regiones en la respuesta de la precipitación a lo largo del Holoceno, algunos autores sugieren que estas responden de manera diferente (Harrison *et al.*, 2003; Diffenbaugh *et al.*, 2006), mientras que resultados de modelos no muestran diferencia (Liu *et al.*, 2003).

El registro del porcentaje de terrígenos de cuenca Alfonso y el del  $\delta^{18}\text{O}$  de una espeleotema de la cueva Pink Panther, Nuevo México (Asmeron *et al.*, 2007), muestran una notable coincidencia (Fig. 3.6), la explicación de estos dos registros puede darse de dos maneras, una teniendo en cuenta la interpretación dada por los autores (quienes sugirieron que hay que tener precaución con la interpretación del  $\delta^{18}\text{O}$  de estalagmitas, ya que esta puede ser complicada), de esta manera los resultados podrían estar indicando un comportamiento opuesto entre la zona sur del golfo de California y la del este de Nuevo México, lo que quiere decir que periodos de mayor precipitación en un área, estarían en contraste produciendo sequía en la otra.

Basados en la evidencia de otros registros Barron *et al.* (2012), han sugerido que el  $\delta^{18}\text{O}$  de la cueva Pink Panther, puede estar reflejando más bien

precipitación monsonal, de acuerdo a esto, el registro de Cuenca Alfonso y de Pink Panter estarían en sincronía, mostrando un fortalecimiento del MNA entre 5 y 2.5 ka BP, con cambios de escala centenal y mutidecadal.

Según Asmerom *et al.* (2007) la zona del MNA se comporta de manera opuesta en cuanto a su respuesta a la radiación solar, a la del monzón de Asia (Wang *et al.*, 2005), pero el registro de cuenca Alfonso muestra que por los menos para el sur del golfo de California el monzón se fortalece con aumento de la radiación solar, evidenciado en un aumento de la precipitación pluvial.



**Figura 3.6.** Comparación del  $\delta^{18}\text{O}$  de una espeleotema de la cueva Pink Panther, Nuevo México (Asmerom *et al.*, 2007) y el porcentaje de terrígenos de cuenca Alfonso.

Para examinar los ciclos de variabilidad de la precipitación y la productividad, se utilizó el análisis espectral de los proxies de productividad (COT, SiB y  $\text{CaCO}_3$ ) y de precipitación (contenido de terrígenos y parámetros del tamaño de grano encontrados por Gonzalez-Yajimovich (2004) y el análisis espectral del %MOT presentado en la figura 2.7. No se realizó el análisis espectral a la razón Ba:Al, el Ca, el Ti y el Fe, debido a que la resolución de medición de estos no permite resolver variación de escala multidecadal (análisis cada 3 muestras que corresponde a ~75 años), de interés en este estudio, además al observar las series de tiempo de estos proxies se puede ver que sus variaciones son muy armónicas, lo que sugiere que la resolución utilizada filtró los datos, coincidiendo con los ciclos de 75 años de los otros trazadores.

Los resultados muestran variabilidad en periodos de tiempo de escala multidecadal, centenal y milenial, siendo los de mayor relevancia el de 52 años para los proxies de precipitación incluido el %MOT y el de 72 años para los dos tipos de proxies (precipitación y productividad), esto concuerda con lo encontrado para la desnitrificación (capítulo II), y sugiere que cuenca Alfonso responde a las variabilidad climática de tipo decadal típica de toda la cuenca del Pacífico, especialmente del Pacífico nororiental (PNO), estas variaciones tienen dos modos dominantes: la ODP (Mantua *et al.*, 1997) y el OGPN (Di Lorenzo *et al.*, 2008)

La ODP está caracterizada por una estructura monopolo con una señal fuertemente coherente a lo largo de la costa del PNO. Mientras que, la OGPN está caracterizada por una pronunciada estructura de dipolo, correspondiente a

variaciones en la fuerza de las ramas este y central de los giros subpolares y subtropicales en el Pacífico norte. Cada uno de estos modos está unido a un patrón de forzamiento atmosférico específico, la ODP está relacionada con el centro de baja presión de las Aleutianas, mientras que la OGPN es forzada por la oscilación del Pacífico norte (Chhak *et al.*, 2009).

Cerca del centro del giro anticiclónico subtropical del Pacífico norte se origina el ASsSt (agua modificada del agua subsuperficial de máxima salinidad del océano Pacífico sur), la cual se esparce lentamente hacia el Pacífico oriental a través de la Corriente Subsuperficial Ecuatorial (Wyrтки, 1967). Probablemente las fluctuaciones en la intensidad de las circulaciones del giro del Pacífico norte (OGPN), están asociadas a cambios en el aporte de ASsSt (baja en oxígeno y rica en nutrientes) al Pacífico oriental.

Nosotros sugerimos que entre 5 y 2.5 ka BP, el giro del Pacífico norte se fortaleció, sumado a una fase positiva de la ODP, posiblemente como respuesta al forzamiento solar, aportando una mayor cantidad de ASsSt, lo que se ve reflejado en los bajos niveles de oxígeno, derivados del registro de  $\delta^{15}\text{N}$  y un aumento en el  $\text{CaCO}_3$  (confirmando la fuente tropical). Observaciones realizadas en las comunidades de silicoflagelados corroboran una influencia de la OGPN y la ODP sobre las condiciones climáticas de cuenca Alfonso (Martínez-López *et al.*, 2012). Mayor influencia del ASsSt rica en nutrientes pudo también haber promovido un aumento de la productividad primaria de la zona durante ese periodo de tiempo, este también ha sido un mecanismo

sugerido de fertilización para la zona, en la actualidad, por Aguiñiga *et al.* (2010).

Un fortalecimiento del giro del Pacífico norte (mayor aporte de ASsSt rica en nutrientes) asociado con un fortalecimiento del MNA (fertilización de la zona a través de un mayor aporte de Fe por escorrentía terrestre), pudo haber promovido una mayor productividad marina durante el Holoceno medio.

### **3.4 CONCLUSIONES**

La productividad primaria en cuenca Alfonso muestra una disminución entre el Holoceno medio (5.8 ka BP) y el presente, asociado a una reducción de la precipitación pluvial en la región. Menor fertilización de la cuenca, principalmente debido a una reducción en la concentración de hierro, parece ser el mecanismo causante de la disminución en la productividad marina.

Los resultados confirman una modulación tropical del monzón de Norteamérica, especialmente la precipitación pluvial, a través de dos mecanismos, influencia de aguas tropicales y movimientos de la zona de convergencia intertropical.

La detección de épocas climáticas significativas del Holoceno, como la Pequeña Edad de Hielo y el Periodo Cálido Medieval, en el registro de cuenca Alfonso, confirman el potencial de esta región para estudiar cambios climáticos de escala global.

El registro de cuenca Alfonso muestra que por los menos para el sur del golfo de California, el monzón se fortalece con un aumento de la radiación solar, evidenciado en un aumento de la precipitación pluvial, lo que ha sido identificado en otras regiones afectadas por fenómenos de tipo monzón como Asia.

Igual que lo identificado para la desnitrificación (capítulo II), la precipitación y la productividad marina, muestra variaciones de tipo multidecadal (de 52 a 72 años), asociadas con la ODP y la OGPN.

Mayor productividad marina durante el Holoceno medio, puede ser debida a dos mecanismos: fortalecimiento del giro del Pacífico norte (asociado a un mayor aporte hacia la zona de ASsSt) y del MNA (aumento de la precipitación pluvial, como resultado de un movimiento al norte de la ZCIT).

### 3.5 REFERENCIAS

- Abrantes, F. 2000. 200000 yr diatom records from Atlantic upwelling sites reveal maximum productivity during LGM and a shift in phytoplankton community structure at 185000 yr. *Earth and Planetary Science Letters* 176: 7 - 16.
- Aguñiga, S., A. Sánchez y N. Silverberg. 2010. Temporal variations of C, N,  $\delta^{13}\text{C}$ , and  $\delta^{15}\text{N}$  in organic matter collected by a sediment trap at Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, SW Gulf of California. *Continental Shelf Research* 30: 1692-1700.

- Asmerom, Y., V. Polyak, S. Burns y J. Rasmussen. 2007. Solar forcing of Holocene climate: New insights from a speleothem record, southwestern United States. *Geology* 35(1): 1-4, doi:10.1130/G22865A.
- Barron, J.A., D. Bukry y W.A. Dean. 2005. Paleoceanographic history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology* 56: 81-102.
- Barron, J.A., S.E. Metcalfe y J.A. Addison. 2012. Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography* 27, PA3206, doi:10.1029/2011PA002235.
- Berger, W.H., V.S. Smetacek y G. Wefer. 1989. Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. En: Productivity of the Oceans present and past: Report of the Dahlem Workshop on Productivity of the Ocean, Berlin, 1988. W H Berger, V S Smetacek, G Wefer (Eds.), Life sciences research reports 44, Wiley & Sons, Chichester, 1-34.
- Bond, G., M.N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas, G. Bonani, B. Kromer, J. Beer y R. Muscheler. 2001, Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene: *Science* 294: 2130-2136.
- Bond, G., W.J. Showers, M. Cheseby, R. Lotti, P. Almasi, P. deMenocal, P. Priore, H. Cullen, I. Hajdas y G. Bonani. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates: *Science* 278: 1257-1266.

- Bradley, R.S y P.D. Jones. 1993. "Little Ice Age" Summer Temperature Variations: their Nature and Relevance to Recent Global Warming Trends, *Holocene* 3: 367–376.
- Bruland, K.W., P.K. Bienfang, J.K.B. Bishop, G. Eglinton, V.A.W. Ittekkot, R. Lampitt, M. Sarnthein, J. Thiede, J.J. Walsh, y G. Wefer. 1989. Group report: flux to the seafloor. En: *Productivity of the Ocean: Present and Past*, Berger, W.H., Smetacek, V.S., and Wefer, G. eds, New York (Wiley), 193-215.
- Chhak, K.C., E. Di Lorenzo, N. Schneider y P. Cummins. 2009. Forcing of low-frequency ocean variability in the northeast Pacific. *Journal of Climate* 22(5): 1255–1276.
- Comrie, A.C. y E.C. Glenn. 1998. Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability. *Climate Research* 10: 201-215, doi:10.3354/cr010201.
- Crowley, T.J. y T. Lowery. 2000. How Warm Was the Medieval Warm Period? *Ambio* 29: 51–54.
- Dezileau, L., O. Ulloa, D. Hebbeln, F. Lamy, J.-L. Reyss y M. Fontugne. 2004. Iron control of past productivity in the coastal upwelling system off the Atacama Desert, Chile. *Paleoceanography* 19, PA3012, doi:10.1029/2004PA001006.
- Diffenbaugh, N.S., M. Ashfaq, B. Shuman, J.W. Williams y P.J. Bartlein. 2006. Summer aridity in the United States: Response to mid-Holocene changes

in insolation and sea surface temperature. *Geophysical Research Letters* 33, L22712, doi:10.1029/2006GL028012.

Di Lorenzo, E., N. Schneider, K.M. Cobb, P.J.S. Franks, K. Chhak, A.J. Miller, J.C. McWilliams, S.J. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T.M. Powell y P. Rivière. 2008. North Pacific gyre oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophysical Research Letters* 35 L08607, doi:10.1029/2007GL032838.

Douglas, R.G., D. Gorsline, A. Grippo, I. Granados y O. Gonzalez-Yajimovich. 2001. Holocene ocean-climate variations in Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. In: Proceedings of the Eighteenth PACLIM, West, G.J., Buffaloe, L.D. (Eds.), Workshop. Asilomar, Pacific Grove, CA, pp. 7–20.

Douglas, R.G., O. Gonzalez-Yajimovich, J. Ledesma-Vazquez y F. Staines-Urias. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews* 26: 115-129.

Ducklow, H.W., D.K. Steinberg y K.O. Buesseler. 2001. Upper ocean carbon export and the biological pump. *Oceanography* 14(4): 50-58.

Dymond, J., Suess, E. y Lyle, M. 1992. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography* 7(2): 163-181.

Fischer, G. y G. Wefer. 1999. Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic. Gerhard Fischer and Gerold Wefer Eds, Springer-Verlag, Berlin, 735 pp.

- Friddell, J.E., R.C. Thunell, T.P. Guilderson, y M. Kashgarian. 2003. Increased northeast Pacific climatic variability during the warm middle Holocene. *Geophysical Research Letters* 30(11): 1560, doi:10.1029/2002GL016834.
- Ganeshram, R.S y T.F. Pedersen. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography* 13(6): 634-645.
- González-Yajimovich, O. 2004. Holocene sedimentation in the southern Gulf of California and its climatic implications. Ph.D. dissertation, University of Southern California, Los Angeles. 211 pp.
- Gonzalez-Yajimovich, O, R.G. Douglas y D.S. Gorsline. 2004. Holocene Record of Ocean-Climate Variation in the Gulf of California: Rainfall and Productivity. Proceedings of the Twenty-first Annual Pacific Climate Workshop, Tech. Rep. 77, pp. 59-68.
- González-Yajimovich, O., R.G. Douglas y D.S. Gorsline. 2005. The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists Association* 116: 315 – 330.
- Gonzalez-Yajimovich, O, D.S. Gorsline y R.G. Douglas. 2007. Frequency and sources of basin floor turbidites in Alfonso basin, Gulf of California, Mexico: Products of slope failures. *Sedimentary Geology* 199: 91–105.
- Harrison, S.P., J.E. Kutzbach, Z. Liu, P.J. Bartlein, B. Otto-Bliesner, D. Muhs, I.C. Prentice y R.S. Thompson. 2003. Mid-Holocene climates of the

- Americas: a dynamical response to changed seasonality. *Climate Dynamics* 20: 663–688, doi:10.1007/s00382-002-0300-6.
- Hartnett, H.E., R.G. Keil, J.I. Hedges y A.H. Devol. 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature* 391: 572 – 574.
- Haug, G.H., K.A. Hughen, D.M. Sigman, L.C. Peterson y U. Rohl. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293: 1304-1308.
- Haug, G.H., D. Gunther, L.C. Peterson, D.M. Sigman, K.A. Hughen y B. Aeschlimann. 2003. Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Science* 299: 1731-1735.
- Hedges, J.I. y R.G. Keil. 1995. Sedimentary organic matter preservation: An assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* 49: 81-115.
- Holz, C, J.B.W Stuu, R. Henrich y H. Meggers. 2007. Variability in terrigenous sedimentation processes off northwest Africa and its relation to climate changes: Inferences from grain-size distributions of a Holocene marine sediment record. *Sedimentary Geology* 202: 499-508.
- Hutchins, D.A. y K.W. Bruland. 1998. Iron- limited diatom growth and Si:N uptake ratios in a coastal upwelling regime. *Nature* 393: 561 – 564.
- Hutchins, D.A., C.E. Hare, R.S. Weaver, Y. Zhang, G.F. Firme, G.R. DiTullio, M.B. Alm, S.F. Riseman, J.M. Maucher, M.E. Geesey, C.G. Trick, G.J. Smith, E.L. Rue, J. Conn y K.W. Bruland. 2002. Phytoplankton iron

- limitation in the Humboldt Current and Peru upwelling. *Limnology and Oceanography* 47: 997– 1011.
- Koutavas, A., J. Lynch-Stieglitz, T.M. Marchitto Jr, J.P. Sachs. 2002. El Niño-like patterns in Ice Age tropical sea surface temperature. *Science* 297: 226– 230.
- Koutavas, A. y J. Lynch-Stieglitz. 2005. Variability of the marine ITCZ over the eastern Pacific during the past 30,000 years. Regional perspective and global context. En: Diaz, H.F., Bradley, R.S. (Eds.), *The Hadley Circulation: Present Past and Future*. Springer Academic Publishers, pp. 347–369.
- Liu, Z., O. Otto-Bliesner, J. Kutzbach, L. Li y C. Shields. 2003. Coupled Climate Simulation of the Evolution of Global Monsoons in the Holocene. *Journal of Climate* 16: 2472-2490.
- Luckge, A., H. Dose-Rolinski, A.A. Khan, H. Schulz y U. von Rad. 2001. Monsoonal variability in the northeastern Arabian Sea during the past 5000 years: geochemical evidence from laminated sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167: 273-286.
- Mann, M.E. y P.D. Jones. 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters* 30(15): 1820, doi:10.1029/2003GL017814.
- Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace y R.C Francis. 1997. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of American Meteorological Society* 78: 1069-1079.

- Martínez-López, A., R. Cervantes-Duarte, A. Reyes-Salinas y J.E. Valdez-Holguín. 2001. Cambio estacional de clorofila a en la Bahía de La Paz, B.C.S., México. *Hidrobiológica* 11: 45–42.
- Martínez-López, A., I. Alvarez-Gómez y R. Durazo. 2012. Climate variability and silicoflagellate fluxes in Alfonso Basin (southern Gulf of California). *Botanica Marina* 55: 177–185.
- Mix, A.C. 1989. Influence of productivity variations on long term atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 337: 541 - 544.
- Monreal-Gómez, M.A., A. Molina-Cruz y D.A. Salas-de León. 2001. Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems* 30: 305-315.
- Müller P.J y E. Suess. 1979. Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans. I. -Organic matter preservation. *Deep-Sea Research Part A* 26(12): 1347-1362.
- Paytan, A., M. Kastner y P.P. Chavez. 1996. Glacial to interglacial fluctuations in productivity in the Equatorial Pacific as indicated by marine barite. *Science* 274: 1355 - 1357.
- Pérez-Cruz, L. 2013. Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability. *Quaternary Research*, doi:10.1016/j.yqres.2012.11.007.

- Peterson, L.C., G.H. Haug, K.A. Hughen y U. Rohl. 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science* 290: 1947-1951, doi:10.1126/science.290.5498.1947.
- Peterson, L.C. y G.H. Haug. 2006. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234: 97–113.
- Pokras, E.M. 1987. Diatom record of late Quaternary climatic changes in the eastern equatorial Atlantic and tropical Africa. *Paleoceanography* 2: 273-286.
- Poore, R.Z., T.M. Quinn y S. Verardo. 2004. Century-scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability. *Geophysical Research Letters* 31, L12214, doi:10.1029/2004GL019940.
- Poore, R.Z., M.J. Pavich y H.D. Grissino-Mayer. 2005. Record of the North American southwest monsoon from Gulf of Mexico sediment cores. *Geology* 33 (3): 209 – 212.
- Ragueneau, O., P. Tréguer, A. Leynaert, R.F. Anderson, M.A. Brzezinski, D.J. DeMaster, R.C. Dugdale, J. Dymond, G. Fischer, R. François, C. Heinze, E. Maier-Reimer, V. Martin-Jézéquel, D.M. Nelson y B. Quéguiner. 2000. A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change* 26: 317–365.

- Ricaurte-Villota, C., O. Gonzalez-Yajimovich y A. Sanchez. 2013. Coupled response of rainfall and denitrification to solar forcing during the Holocene in Alfonso Basin. *Ciencias Marinas* 39(2): 33–46
- Rosell-Melé, A. 2000. Examination of the Use of Biomarker Proxies for the Reconstruction of Paleoceanographic Conditions in the Northern North Atlantic. En: P. Schäfer, W. Ritzrau, M. Schlüter y J. Thiede, (Eds.). *The Northern North Atlantic: A Changing Environment*. Springer, Berlin, pp. 353–363.
- Santamaría-del-Ángel, E.M., S. Álvarez-Borrego, R. Millán-Núñez y F.E. Muller-Karger. 1999. Sobre el efecto débil de las surgencias de verano en la biomasa fitoplanctónica del Golfo de California. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural* 49: 207-212.
- Seiter, K., C. Hensen, J. Schröter y M. Zabel. 2004. Organic carbon content in surface sediments-defining regional provinces. *Deep-Sea Research I* 51: 2001-2026.
- Silverberg, N., E. Shumilin, F. Aguirre-Bahena, A.P. Rodríguez-Castañeda y D. Sapozhnikov. 2007. The impact of hurricanes on sedimenting particulate matter in the semi-arid Bahía de La Paz, Gulf of California. *Continental Shelf Research* 27: 2513–2522
- Versteegh, G.J.M. y K.A.F. Zonneveld. 2002. Use of selective degradation to separate preservation from productivity. *Geology* 30: 615-618.
- Wang, Y., C. Hai, R.L. Edwards, Y. He, X. Kong, Z. An, J. Wu, M.J. Kelly, C.A. Dykoski y X. Li. 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar

changes and North Atlantic climate. *Science* 308: 854–857, doi: 10.1126/science.1106296.

Wefer, G., W.H. Berger, J. Bijma y G. Fischer. 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies, Use of proxies. En: paleoceanography: Examples from the South Atlantic, G Fischer, G Wefer, eds, Springer, Berlin, Heidelberg, 1-68.

Westerhausen, L., J. Poynter, G. Eglinton, H. Erlenkeuser y M. Sarnthein. 1993. Marine and terrigenous origin of organic matter in modern sediments of the equatorial East Atlantic: the  $\delta^{13}\text{C}$  and molecular record. *Deep Sea Research Part I* 40(5): 1087 – 1121.

Wyrski, K. 1967. Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *International Journal of Oceanology and Limnology* 1(2): 117–147.

Zhao, M., J.L. Mercer, G. Eglinton, M.J. Higginson y C-Y Huang. 2006. Comparative molecular biomarker assessment of phytoplankton paleoproductivity for the last 160 kyr off Cap Blanc, NW Africa. *Organic Geochemistry* 37: 72-97.

## CAPITULO IV

### ESTUDIO PRELIMINAR DE BIOMARCADORES DE PLANTAS TERRESTRES EN SEDIMENTOS DE CUENCA ALFONSO Y SU RELACION CON EL CLIMA DE LOS ÚLTIMOS ~3.5 ka

#### RESUMEN

En este estudio se utilizaron biomarcadores como los *n*-alcanos, y en especial los de cadena larga, y algunos índices diagnósticos derivados de la abundancia molecular, para dilucidar cambios en el aporte de materia orgánica hacia los sedimentos en especial de la vegetación terrestre de las zonas continentales aledañas a cuenca Alfonso como respuesta a cambios en el ciclo hidrológico.

Los resultados muestran en general que los *n*-alcanos de la materia orgánica (MO) de los sedimentos en cuenca Alfonso están compuestos por una mezcla entre ceras derivadas de fitoplancton y de plantas terrestres, con una mayor contribución de fitoplancton con respecto a la vegetación terrestre, hacia la parte más antigua del registro, asociada con un periodo de aumento de la productividad marina favorecida por la precipitación pluvial. La abundancia máxima de C<sub>29</sub>, y los altos valores de la razón C<sub>27</sub>/C<sub>31</sub>, indican una fuente proveniente de árboles, probablemente de plantas suculentas características de zona áridas, con C<sub>3</sub> como una de sus rutas metabólicas, derivada de los valores promedio de ACL de 29.5

El bajo índice CPI indica contaminación y comunidades microbianas como una posible fuente de *n*-alcanos de cadena larga, debido probablemente a que las condiciones anóxicas del fondo de cuenca Alfonso favorecen el desarrollo de estas comunidades.

Por último se sugiere que no ha habido cambios en la comunidad, por lo menos para los últimos ~3.5 ka AP, pero sí aumento de la cobertura vegetal (biomasa) en Baja California sur durante los periodos de mayor precipitación pluvial (desde ~3.5 hasta ~1.7 ka AP). La capacidad de adaptarse por más largos periodos de tiempo, de las comunidades vegetales terrestres, antes de ser reemplazadas por otras especies, cuando se enfrentan a cambios graduales en lugar de un rápido cambio climático, se ve reflejada en pocos cambios en su composición.

**Palabras Clave:** Marcadores biológicos, *n*-alcanos, geoquímica orgánica, ACL

## ABSTRACT

This study used biomarkers such as *n*-alkanes, especially focused on the long chain *n*-alkanes and some diagnostic indexes derived from abundance, to elucidate molecular changes in the contribution of organic matter to the sediments, especially terrestrial vegetation surrounding continental areas around of Alfonso basin in response to climate change, particularly changes in the hydrological cycle.

The results show that in general the *n*-alkanes of organic matter (OM) of Alfonso basin sediments are composed of a mixture of waxes derived from phytoplankton and terrestrial plants, with a greater contribution from phytoplankton compare to terrestrial vegetation, in the oldest part of the record, associated with a marine productivity increased period favored by rainfall. Maximum abundance of C<sub>29</sub>, and high values of C<sub>27</sub>/C<sub>31</sub> ratio indicate leaves from trees as a source wax, probably succulents plants characteristic of arid zones, with C<sub>3</sub> as one of their metabolic pathway, identified from mean ACL values around 29.5.

The low CPI index indicates contamination and microbial communities as a possible source of long chain *n*-alkanes, probably due to anoxic bottom conditions in Alfonso basin favor the development of these communities.

Finally, it is suggested no change in the community, at least for the last ~ 3.5 ka BP, but increased cover vegetation (biomass) in southern California during periods of increased rainfall (from ~ 3.5 to ~ 1.7 ka BP). The ability of terrestrial plant communities to adapt for longer periods before being replaced by other species, when faced with gradual changes rather than rapid climate change is reflected in a few changes in its composition.

**Key Words:** Biological markers, *n*-alkenes, organic geochemistry, ACL

## 4.1 INTRODUCCIÓN

Muchos organismos dejan rastros en los registros sedimentarios en forma de componentes químicos fosilizados (Eglington y Calvin, 1967), si esos componentes son específicos a cierto organismo o grupos de organismos ellos son llamados biomarcadores o marcadores biológicos, además esos fósiles

moleculares pueden también proveer información acerca del paleoambiente y paleoclima en el que el organismo vivía (van Helmond, 2010).

El uso de biomarcadores como herramienta para la reconstrucción de condiciones ambientales en el pasado ha ido en aumento (Seki *et al.*, 2010), ya que tanto los marcadores biológicos marinos como terrestres son dependientes de factores ambientales relacionados con el clima, como la temperatura, la presión de CO<sub>2</sub>, los niveles de luz, condiciones hidrológicas, etc. (Eglinton y Eglinton, 2008).

Los hidrocarburos saturados, denominados *n*-alcanos, son importantes constituyentes de diferentes grupos de organismos (van Helmond, 2010). Los organismos marinos típicamente contienen cadenas cortas de *n*-alcanos (C<sub>15</sub> a C<sub>19</sub>), particularmente C<sub>17</sub> (Huang *et al.*, 2004; van Helmond, 2010); *n*-alcanos C<sub>21</sub> and C<sub>25</sub> son comúnmente encontrados en alta concentración en macrófitas acuáticas sumergidas y flotantes (Ficken *et al.*, 2000), mientras que los *n*-alcanos impares de cadena larga (C<sub>25</sub> a C<sub>35</sub>) son los principales lípidos que constituyen la capa de cera epicuticular de las plantas superiores terrestres (Eglinton y Hamilton, 1967; Huang *et al.*, 2004). Las ceras de las hojas de pastos, en promedio, contienen *n*-alcanos con longitudes de cadena más largas (C<sub>31</sub> a C<sub>33</sub>) que las de plantas superiores (Cranwell, 1973).

Estas ceras vegetales terrestres son fácilmente removidas de la superficie de las hojas por lluvia o viento, especialmente por el golpe de la arena durante las tormentas de polvo (Schefuss *et al.*, 2003a), transportados a

los sedimentos marinos como aportes fluviales y/o eólicos (Yamada e Ishiwatari, 1999; Schefuss *et al.*, 2003b), y debido a que son compuestos resistentes a la degradación microbiológica (Seki *et al.*, 2010) su permanencia en los sedimentos permite estudiar sus cambios en el tiempo. Cambios temporales en su abundancia pueden reflejar condiciones climáticas controlando el crecimiento de la vegetación terrestre de las zonas continentales adyacentes; la erosión y transporte de las ceras de las plantas, particularmente puede reflejar condiciones de temperatura, aridez y dirección y fuerza del viento (Brassell, 1993; Yamada e Ishiwatari, 1999; Schefuss *et al.*, 2003b, Eglinton y Eglinton, 2008).

La distribución molecular de las cadenas medias y largas de *n*-alcanos proveen poderosa información paleoclimática de vegetación terrestre y clima (Pancost y Boot, 2004), con esta distribución se pueden construir algunos índices diagnósticos, que pueden ser utilizados para identificar el origen de los *n*-alcanos en el ambiente (Fagbote y Olanipekun, 2013), entre los que se encuentran el índice de preferencia de carbono  $CPI_{(27-33)}$ , el promedio de longitud de cadena de *n*-alcanos  $ACL_{(C27-C33)}$ , el porcentaje de plantas acuáticas  $P_{aq}$ , la proporción de  $C_{27}$  a  $C_{31}$   $C_{27}/C_{31}$ , la razón terrígenos/acuáticos LHC/SHC y la sumatoria de las tasas de acumulación de *n*-alcanos de cadena larga  $C_{25}$  a  $C_{33}$  impares  $\Sigma TAC_{25-C33}$  Impares.

El  $CPI_{(27-33)}$  es definido como la razón de la concentración de carbonos de número impar con respecto a los pares de *n*-alcanos. El CPI puede ser

calculado para los *n*-alcanos C<sub>25</sub>-C<sub>33</sub> o C<sub>27</sub>-C<sub>33</sub> y es un indicador de la fuente (biogénica, petrogénica y antropogénica) de esos *n*-alcanos (van Helmond, 2010; Fagbote y Olanipekun, 2013). Valores de CPI iguales o cercanos a 1 señalan que los hidrocarburos son de origen petrogénico, o de microorganismos marinos y/o materia orgánica reciclada (Jeng, 2006; Feakins *et al.*, 2007; Burgan y Ali, 2009; Kennicutt *et al.*, 1987), mientras que la predominancia de entrada al ambiente de plantas terrestres usualmente es marcada por valores de CPI de 3 to 6 (Miyake *et al.*, 2006) o ~5-10 (Rieley *et al.*, 1991; Hedges y Prahl, 1993).

El ACL<sub>(C<sub>27</sub>-C<sub>33</sub>)</sub> describe el número promedio de átomos de carbono por molécula basado sobre la abundancia de los carbonos de número impar de *n*-alcanos de plantas superiores (Poynter y Eglinton, 1990). ACL es principalmente determinado por el tipo de vegetación y por lo tanto, es usado como una medida para la fuente de hidrocarburos saturados y para determinar la consistencia de la entrada de materia orgánica en cuencas proximales (van Helmond, 2010). Se ha observado que dentro de los *n*-alcanos de alto peso molecular (C<sub>27</sub>-C<sub>35</sub>), los homólogos de cadenas más largas (e.g. C<sub>31</sub> max) son a menudo más abundantes en muestras de polvo, sedimentos marinos y vegetación de regiones tropicales más cálidas, mientras que *n*-alcanos de cadenas más cortas (e.g. C<sub>29</sub> max) son relativamente más abundantes en muestras de regiones templadas más frías (Bendle *et al.*, 2007). Por lo tanto, ha sido propuesto que el promedio de longitud de cadena (ACL) podría estar asociado con la temperatura (Hinrichs y Rullkotter, 1997; Hinrichs *et al.*, 1998;

Rinna *et al.*, 1999). Aunque no se ha precisado el factor ambiental de control, muestras de polvo colectadas fuera de la costa de África (Schefuss *et al.*, 2003a) y de un núcleo de sedimentos del sur-este de Tasmania (Calvo *et al.*, 2004) sugieren que al menos en algunas regiones, el ACL de *n*-alcanos puede reflejar la señal de la precipitación pluvial, con más altos valores de ACL durante periodos áridos y fríos. De hecho, algunos estudios sugieren que hay una relación entre la longitud de cadena de los *n*-alcanos y la permeabilidad de la planta, con ACL modificado como una respuesta a cambios ambientales, como estrés por sequía (Dodd *et al.*, 1998; Dodd y Afzal-Rafii, 2000).

El  $P_{aq}$  es usado para discriminar entre macrófitas sumergidas/flotantes y plantas terrestres emergentes (Ficken *et al.*, 2000; Fagbote y Olanipekun, 2013). El proxy toma en consideración el hecho que las especies sumergidas/flotantes tienen abundantes *n*-alcanos de cadena media en relación a las plantas superiores terrestres, las cuales son enriquecidas en *n*-alcanos de cadena larga (van Helmond, 2010). Generalmente, valores de  $P_{aq}$  en el rango de 0.01 a 0.23 están ligados a ceras de plantas terrestres, mientras aquellas en el rango de 0.48 a 0.94 son asociadas con especies de macrófitas sumergidas/flotantes. Valores entre los dos rangos son una mezcla de las dos fuentes (Ficken *et al.*, 2000; Fagbote y Olanipekun, 2013)

La razón  $C_{27}/C_{31}$ , refleja cambios en el tipo de vegetación, debido a que los pastos contienen *n*-alcanos con longitudes de cadena más largas, característicamente  $C_{31}$ , en relación a los *n*-alcanos de plantas superiores, particularmente  $C_{27}$  (Brincat *et al.*, 2000).

La sumatoria de las tasas de acumulación de *n*-alcanos de cadena larga C<sub>25</sub> a C<sub>33</sub> impares,  $\Sigma TAC_{25-C_{33}}$  Impares, representa el flujo de todos los *n*-alcanos de cadena larga (C<sub>25</sub>-C<sub>33</sub>), derivados de plantas terrestres (Schefuss *et al.*, 2003b).

La razón LHC/SHC, corresponde a la proporción de hidrocarburos de cadena larga (LHC), >C<sub>26</sub>, con respecto a los hidrocarburos de cadena corta (SHC), <C<sub>26</sub>. También puede ser referida como la razón terrígenos/acuáticos, TAR<sub>hc</sub> (Meyers, 1997). Esta razón es usada para evaluar tendencias dominantes entre macrófitas/plantas terrestres y fitoplancton. Valores bajos de LHC/SHC de 0.2 a 0.80 son predominantemente derivados de fitoplancton, intermedios entre 2.3 y 4 muestran una mezcla entre ambas fuentes, mientras que valores por encima de 4.0 son dominados por ceras de plantas terrestres (Fagbote y Olanipekun, 2013).

En este estudio se realizó una revisión preliminar de las fuentes de *n*-alcanos, principalmente de origen terrestre, a los sedimentos de cuenca Alfonso, bahía de La Paz, en relación a cambios en las condiciones climáticas, precipitación pluvial, de los últimos ~3.5 ka AP, estos cambios fueron reconstruidos a partir de las tasas de acumulación de masa (TAM) de titanio y del contenido de terrígenos, la razón molar C:N y el porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT).

## 4.2 MATERIALES Y MÉTODOS

En la actualidad como se dijo en el capítulo I, Las condiciones de precipitación y evaporación del sur de Baja California, específicamente en la zona de La Paz, y la presencia de la cordillera Peninsular o también llamada sierras de Baja California, han favorecido el crecimiento y desarrollo de comunidades de matorral xerófilo que se han adaptado a las condiciones de aridez (Peinado y Delgadillo, 1991; Mercado-Mancera *et al.*, 2011), adicionalmente en la parte alta de la sierra de la Laguna se encuentra un parche de formaciones mesotropicales secas de *Quercus devia* y *Pinus cembroides* (Peinado *et al.*, 1994). Estas comunidades serían las que estarían aportando *n*-alcanos a los sedimentos de cuenca Alfonso.

Para estimar de manera preliminar cambios en la cobertura vegetal del sur de la península de Baja California, se hizo un análisis de *n*-alcanos en los núcleos de sedimentos NH01-15GC3 y NH01-15MC1, colectados en cuenca Alfonso, las muestras fueron tomadas cada 10 cm, cubriendo solo hasta 3.5578 ka AP.

Los *n*-alcanos se obtuvieron en el Laboratorio de Química de la Unidad de Laboratorios de Calidad Ambiental (LABCAM), del Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras “José Benito Vives de Andrés” – INVEMAR, de Colombia. Las muestras fueron analizadas en un equipo Shimadzu GCMS-QP2010S operando en modo SIM, equipado con columna

capilar (30 m x 0,25 mm, D.I. x 0,25  $\mu$ m,  $d_f$ ) de fase estacionaria 5% fenil-polisil-fenilene-siloxano.

La extracción se realizó por medio de ultrasonido, usando el método descrito por Bendle y Rosell-Melé (2004) y Bendle *et al.* (2005), con el que se obtiene un extracto de lípidos totales. Se tomaron aproximadamente 0.5 g de muestra seca y se realizaron 3 extracciones de 4 ml cada una con mezcla de diclorometano:metanol (3:1). Luego de agregar los 4 ml de mezcla de solventes a la muestra se agitó en vortex por 30 segundos, posteriormente los tubos tapados con papel aluminio fueron colocados en el ultrasonido durante 15 minutos; finalmente se centrifugaron a 2500 rpm durante 5 min y el sobrenadante fue transferido a otro tubo después de cada extracción. Una vez finalizada la extracción, los extractos fueron llevados a sequedad con aire seco.

A cada uno de los extractos les fue agregado entre 1 y 2 ml de diclorometano, luego se pasaron a través de pipetas Pasteur preparadas previamente con sulfato de sodio horneado en mufla, esto con el fin de eliminar el agua y trazas de sedimento; este paso se repitió hasta verificar que el extracto colectado finalmente fuera totalmente claro. Finalmente, los extractos fueron llevados a sequedad con aire seco y reconstituidos inmediatamente con hexano para su posterior análisis en el cromatógrafo de gases con detector de espectrómetro masas, el cual fue programado con una rampa de calentamiento, iniciando en 60 °C, temperatura mantenida por un minuto, luego incrementando a una razón de 7 °C/min hasta alcanzar 300 °C, manteniéndose durante 12 min. Se usó helio como gas de arrastre, modo de inyección automática *splitless*,

volumen de inyección de 1,0  $\mu\text{l}$ , y temperatura del inyector y del detector de 300°C. Los analitos determinados fueron los alcanos  $\text{C}_{10}$  a  $\text{C}_{33}$ .

La cuantificación de los compuestos individuales en el extracto de la muestra se basó en los factores de respuesta de los analitos respecto a las disoluciones de calibración. Con este fin, se utilizó una disolución patrón certificada de alcanos ( $\text{C}_{10}$  a  $\text{C}_{25}$ ) para elaborar las curvas de calibración de cada analito; a partir de las áreas y la concentración promedio obtenida se generó una curva de calibración que se usó para la cuantificación de los demás alcanos ( $\text{C}_{26}$  a  $\text{C}_{33}$ ). Para asegurar la calidad de los resultados se incluyó un blanco, un blanco enriquecido, una replica de la muestra, una muestra enriquecida y un material de referencia (IAEA- 408 para compuestos orgánicos en sedimentos marinos).

Originalmente se había propuesto medir los isótopos de carbono de los *n*-alcanos, para distinguir entre tipos de plantas con diferentes rutas metabólicas ( $\text{C}_3$  y  $\text{C}_4$  principalmente), asociadas a diferentes condiciones hidrológicas (Collister *et al.*, 1994; Lockheart *et al.*, 1997; Meyers, 1997; Brincat *et al.*, 2000), estos no pudieron ser analizados debido a que no se contó con la posibilidad de laboratorio para realizar estas mediciones.

Todos los trazadores fueron expresados en términos de tasas de acumulación de masa (flujos), (TAM,  $\text{mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y para los *n*-alcanos  $\text{ng cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ). Calculadas como se explicó en el capítulo III.

### 4.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

De manera general, se puede decir que la concentración de las moléculas de *n*-alcanos encontradas en las muestras de cuenca Alfonso son relativamente bajas (del orden de nanogramos - ng) con respecto a otros estudios de sedimentos marinos. Por ejemplo para fuera de la costa de África, sitio ODP 1077 Schefuss *et al.* (2003b) reportaron concentración en el orden de miligramos (mg) y Zhao *et al.* (2006), sitio ODP 658, en el orden de microgramos ( $\mu\text{g}$ ), también para el Mar de Beaufort, Drenzek *et al.* (2007) reportaron concentración en el orden de  $\mu\text{g}$ , dos órdenes de magnitud más bajas que otros biomarcadores como los ácidos grasos, lo que muestra que los *n*-alcanos son moléculas menos abundantes en los sedimentos, en especial de cuenca Alfonso, lo que puede dificultar su estudio.

Los datos de abundancia de cada uno de las moléculas de *n*-alcanos ( $\text{C}_{14}\text{-C}_{33}$ ) muestra gran variabilidad (tablas 1 y 2) con la más alta concentración de casi todas las moléculas en 1.7483 ka AP, indicando tanto mayor productividad marina como mayor aporte de material de origen terrestre durante ese periodo. Los valores más bajos de  $\text{C}_{27}$ ,  $\text{C}_{29}$ ,  $\text{C}_{31}$  y  $\text{C}_{33}$  (tabla 2) son encontrados en 1,5026 ka AP, lo que puede estar indicando un periodo de menor cobertura vegetal terrestre (biomasa) y por ende menor aporte de *n*-alcanos de cadena larga a los sedimentos.

Los índices diagnósticos (tabla 2) mostraron poca variación, con excepción de LHC/SHC y  $\Sigma\text{C}_{25}\text{-C}_{33}$  Impares.  $\text{CPI}_{(27-33)}$  varió entre 2.07 y 1.15,

$ACL_{(C_{27}-C_{33})}$  entre 29.86 y 29.12,  $P_{aq}$  entre 0.48 y 0.34,  $C_{27}/C_{31}$  entre 1.61 y 1.03, LHC/SHC entre 4.20 y 1.17, por último la  $\Sigma TAC_{25-C_{33}}$  Impares varió entre 9.10 y 3.67.

La distribución molecular de *n*-alcanos en diferentes horizontes de los núcleos y su comparación con los registros de los diferentes proxies de precipitación pluvial (Fig. 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4) muestra que en casi todos los horizontes esta distribución es bimodal, con dos patrones dominantes: (1) un grupo característico de *n*-alcanos de origen marino, asociado a fitoplancton ( $C_{15}$  a  $C_{20}$ ), con máxima abundancia de  $C_{18}$ , y (2) un segundo grupo de *n*-alcanos de cadena larga, característicos de vegetación terrestre ( $C_{25}-C_{33}$ ), dominados por cadenas de longitud impar, con máxima abundancia de  $C_{29}$ , indicando como fuente a cera de hojas de plantas superiores (Feakins *et al.*, 2007).

La abundancia máxima de  $C_{29}$  y la más baja concentración de  $C_{33}$  en todos los horizontes estudiados, indican que el origen de los *n*-alcanos en cuenca Alfonso es principalmente de ceras de hojas provenientes de árboles y no de plantas acuáticas o pastos, de acuerdo a lo propuesto por Cranwell (1973), quién reportó que las ceras de las hojas de pastos, en promedio, contienen *n*-alcanos con longitudes de cadena más largas ( $C_{31}$  a  $C_{33}$ ) que las de plantas superiores.

**Tabla 4.1.** Abundancia molecular (ng/g) de los *n*-alcanos de C<sub>15</sub> a C<sub>28</sub>, en los núcleos de sedimentos NH01-15GC3 y NH01-15MC1, colectados en cuenca Alfonso.

MUESTRA	Edad (kyr)	C <sub>15</sub> (ng/g)	C <sub>16</sub> (ng/g)	C <sub>17</sub> (ng/g)	C <sub>18</sub> (ng/g)	C <sub>19</sub> (ng/g)	C <sub>20</sub> (ng/g)	C <sub>21</sub> (ng/g)	C <sub>22</sub> (ng/g)	C <sub>23</sub> (ng/g)	C <sub>24</sub> (ng/g)	C <sub>25</sub> (ng/g)	C <sub>26</sub> (ng/g)	C <sub>27</sub> (ng/g)	C <sub>28</sub> (ng/g)
NH01-15MCIB 0-1	0,0000	16,93	39,39	39,03	45,72	47,46	19,34	35,83	35,19	45,92	45,25	82,23	62,01	104,46	68,93
NH01-15MCIB 1-2	0,0085	31,59	60,29	52,11	65,66	63,16	67,09	45,16	35,78	50,14	51,12	81,51	73,55	104,35	84,04
NH01-15MCIB 9-10	0,0766	35,21	74,86	45,97	58,98	52,50	56,57	18,46	34,88	45,68	46,52	84,65	70,29	96,81	75,30
NH01-15GC3 0-1	0,0936	27,19	33,76	0,00	42,10	48,67	37,71	40,78	39,03	48,45	58,32	104,36	98,37	121,54	101,35
NH01-15GC3 1-2	0,1166	0,00	65,29	36,23	0,00	51,15	48,96	35,03	0,00	42,00	44,39	71,66	57,53	76,85	58,97
NH01-15MCIB 19-20	0,2777	36,17	58,99	52,07	68,13	63,32	65,74	44,80	39,20	55,90	48,92	82,71	71,89	105,91	80,93
NH01-15MCIB 29-30	0,5079	77,60	128,20	110,18	148,49	132,12	129,91	74,70	44,28	77,78	52,27	95,48	74,39	131,25	87,93
NH01-15GC3 19-20	0,5309	0,00	39,20	30,33	38,21	40,38	44,12	30,73	33,68	41,36	51,80	85,09	83,07	99,15	85,30
NH01-15MCIB 39-40	0,7411	27,85	32,91	32,13	38,17	39,14	0,00	37,00	36,22	50,24	51,61	85,10	72,53	111,08	83,99
NH01-15GC3 29-30	0,7657	0,00	78,77	44,18	50,39	44,75	52,45	32,15	30,46	42,68	48,32	83,66	77,74	101,38	82,54
NH01-15GC3 39-40	1,0113	26,45	51,72	58,78	72,49	71,90	67,01	41,14	39,58	47,02	49,18	79,94	73,74	110,85	78,18
NH01-15GC3 49-50	1,2570	0,00	0,00	31,09	40,00	46,53	0,00	44,36	32,08	46,53	40,00	66,14	49,97	67,29	53,37
NH01-15GC3 59-60	1,5026	0,00	23,90	30,32	40,36	45,78	41,16	28,71	29,92	34,94	38,15	67,47	55,64	62,43	54,50
NH01-15GC3 69-70	1,7483	63,14	136,83	136,33	166,17	156,22	89,68	57,57	52,40	64,94	68,42	112,47	101,64	165,74	111,21
NH01-15GC3 79-80	1,9939	14,66	70,43	73,86	105,68	106,07	84,40	42,90	36,25	46,34	43,12	75,33	59,76	81,05	64,35
NH01-15GC3 89-90	2,2396	0,00	35,64	57,89	116,36	131,52	103,76	39,57	42,33	43,71	42,33	63,20	53,88	84,31	56,86
NH01-15GC3 99-100	2,4852	40,79	71,49	73,66	100,40	119,80	91,88	87,92	49,11	79,60	52,48	94,65	73,31	140,80	93,16
NH01-15GC3 119-120	3,0022	32,04	67,06	64,90	81,76	77,41	50,52	38,28	35,17	42,40	45,88	80,19	69,35	90,10	73,09
NH01-15GC3 129-130	3,2800	0,00	32,48	48,53	93,09	111,59	94,03	42,11	41,54	47,58	47,02	82,89	71,03	105,25	71,85
NH01-15GC3 139-140	3,5578	42,70	106,61	113,64	160,69	150,19	90,65	51,32	41,02	49,24	46,47	80,25	61,64	105,29	69,62

**Tabla 4.2.** Abundancia molecular (ng/g) de los *n*-alcanos de C<sub>29</sub> a C<sub>33</sub> e índices diagnósticos estándar, para los núcleos de sedimentos NH01-15GC3 y NH01-15MC1, colectados en cuenca Alfonso.

MUESTRA	Edad (kyr)	C <sub>29</sub> (ng/g)	C <sub>30</sub> (ng/g)	C <sub>31</sub> (ng/g)	C <sub>32</sub> (ng/g)	C <sub>33</sub> (ng/g)	CPI <sub>(27-33)</sub> <sup>a</sup>	P <sub>aq</sub> <sup>b</sup>	ACL <sub>(C27-C33)</sub> <sup>c</sup>	C <sub>27</sub> /C <sub>31</sub> <sup>d</sup>	ΣTAC <sub>25-C33</sub> Impares <sup>e</sup>	LHC/SHC <sup>f</sup>
NH01-15MCIB 0-1	0,0000	111,34	61,48	78,50	48,52	53,48	1,69	0,40	29,57	1,33	5,39	2,85
NH01-15MCIB 1-2	0,0085	129,38	71,47	86,02	58,19	59,40	1,55	0,38	29,61	1,21	5,78	2,18
NH01-15MCIB 9-10	0,0766	104,31	64,30	70,39	46,30	47,16	1,48	0,43	29,52	1,38	4,42	2,03
NH01-15GC3 0-1	0,0936	119,26	79,21	77,74	60,14	52,05	1,32	0,44	29,46	1,56	5,21	4,20
NH01-15GC3 1-2	0,1166	97,10	62,27	74,63	58,82	60,89	1,51	0,40	29,86	1,03	5,39	2,84
NH01-15MCIB 19-20	0,2777	125,22	62,92	80,96	49,30	49,54	1,62	0,40	29,50	1,31	5,04	2,06
NH01-15MCIB 29-30	0,5079	163,89	67,10	94,12	53,39	58,98	1,87	0,40	29,46	1,39	5,64	1,22
NH01-15GC3 19-20	0,5309	94,03	73,62	69,19	52,90	45,08	1,25	0,44	29,51	1,43	3,85	3,71
NH01-15MCIB 39-40	0,7411	116,55	65,00	77,32	49,19	49,05	1,55	0,41	29,47	1,44	4,85	3,08
NH01-15GC3 29-30	0,7657	97,99	62,80	63,09	50,04	0,00	1,15	0,44	29,12	1,61	3,70	2,95
NH01-15GC3 39-40	1,0113	131,18	62,50	93,59	52,58	55,49	1,74	0,36	29,56	1,18	5,34	2,14
NH01-15GC3 49-50	1,2570	69,99	48,91	53,60	40,36	41,15	1,42	0,48	29,68	1,26	3,67	2,46
NH01-15GC3 59-60	1,5026	64,42	51,23	51,31	41,16	39,80	1,28	0,47	29,70	1,22	3,84	2,34
NH01-15GC3 69-70	1,7483	203,99	90,43	116,78	65,44	72,49	1,80	0,36	29,44	1,42	8,82	1,37
NH01-15GC3 79-80	1,9939	105,51	55,23	71,11	45,44	48,25	1,61	0,41	29,64	1,14	5,06	1,32
NH01-15GC3 89-90	2,2396	107,46	51,09	79,72	42,17	51,48	1,87	0,36	29,67	1,06	5,30	1,43
NH01-15GC3 99-100	2,4852	164,39	75,46	110,98	58,53	67,29	1,87	0,39	29,52	1,27	8,51	1,78
NH01-15GC3 119-120	3,0022	105,30	63,39	75,19	51,20	53,50	1,49	0,40	29,64	1,20	6,21	1,55
NH01-15GC3 129-130	3,2800	141,58	63,62	98,32	47,26	53,09	1,87	0,35	29,57	1,07	8,34	2,16
NH01-15GC3 139-140	3,5578	155,32	58,72	97,03	47,57	59,93	2,07	0,34	29,60	1,09	9,10	1,17

<sup>a</sup> CPI<sub>(27-33)</sub>, Índice de preferencia de carbono, =  $0.5 \cdot \frac{\sum \text{impares } C_{27}-C_{33}}{(\sum \text{pares } C_{26}-C_{32} + \sum \text{pares } C_{28}-C_{34})}$

<sup>b</sup> P<sub>aq</sub>, porcentaje de plantas acuáticas, =  $\frac{(C_{23}+C_{25})}{(C_{23}+C_{25}+C_{29}+C_{31})}$

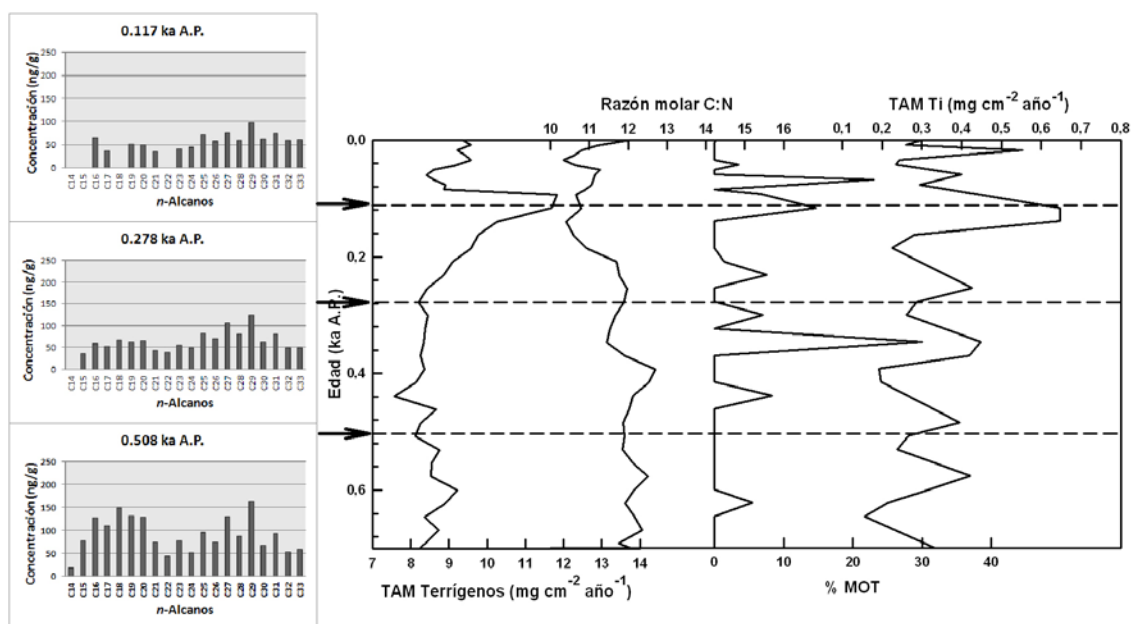
<sup>c</sup> ACL<sub>(C27-C33)</sub>, promedio de longitud de cadena de *n*-alcanos, =  $\frac{(27 \cdot C_{27} + 29 \cdot C_{29} + 31 \cdot C_{31} + 33 \cdot C_{33})}{\sum \text{impares } C_{27}-C_{33}}$

<sup>d</sup> C<sub>27</sub>/C<sub>31</sub>, proporción de C<sub>27</sub> a C<sub>31</sub>

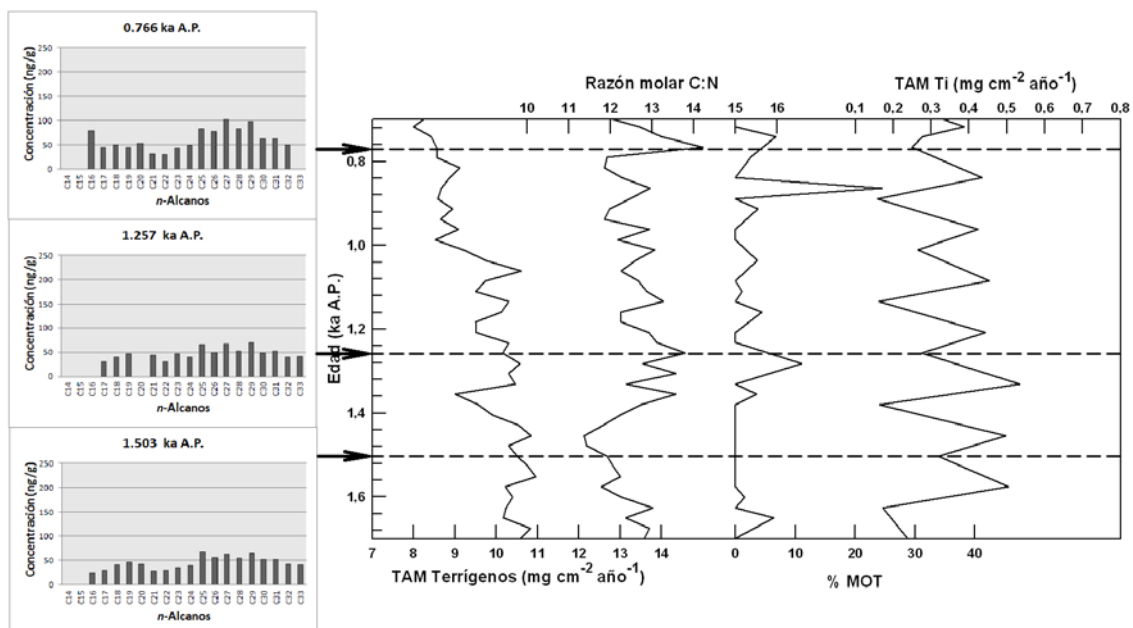
<sup>e</sup> ΣTAC<sub>25-C33</sub> Impares, sumatoria de las tasas de acumulación de *n*-alcanos de cadena larga C<sub>25</sub> a C<sub>33</sub> impares

<sup>f</sup> LHC/SHC, proporción de *n*-alcanos de cadena larga a *n*-alcanos de cadena corta, LHC = C<sub>27</sub>+C<sub>29</sub>+C<sub>31</sub> y SHC = C<sub>15</sub>+C<sub>17</sub>+C<sub>19</sub>

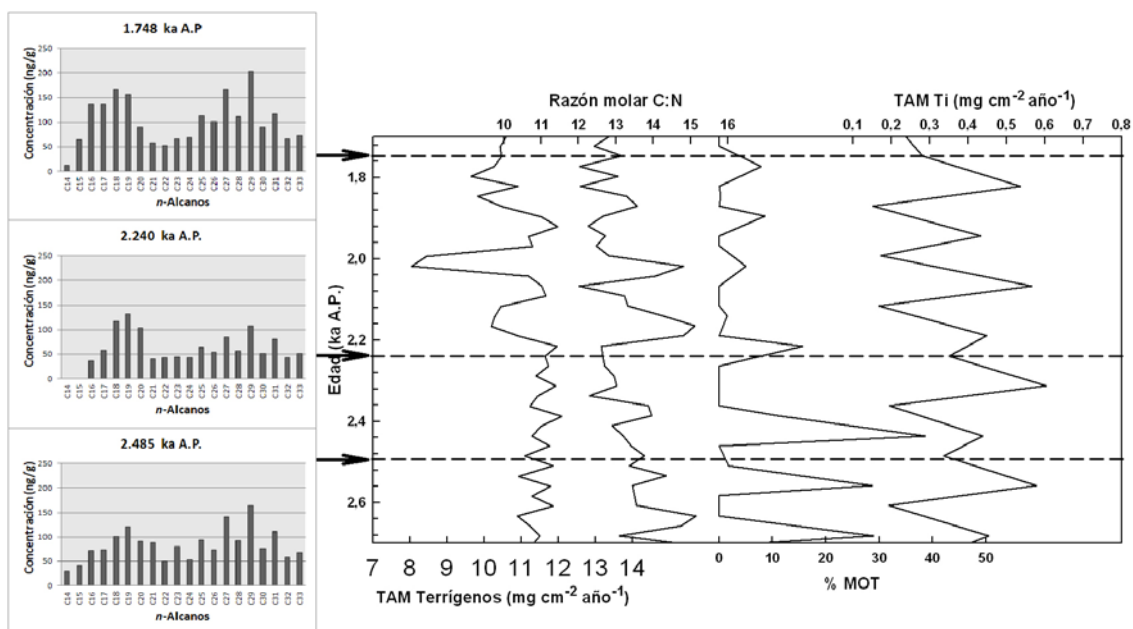
La comparación de la distribución de *n*-alcanos y los registros de los diferentes proxies de precipitación pluvial (Fig. 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4), muestran que desde 1.7 ka AP hacia el presente, la concentración de todas las moléculas tienden a ser bajas, principalmente se observa la disminución de la concentración en el grupo de *n*-alcanos de cadena larga característicos de vegetación terrestre con excepción de los horizontes 0.308 y 0.766 ka AP, esto coincide con una menor precipitación pluvial en la zona.



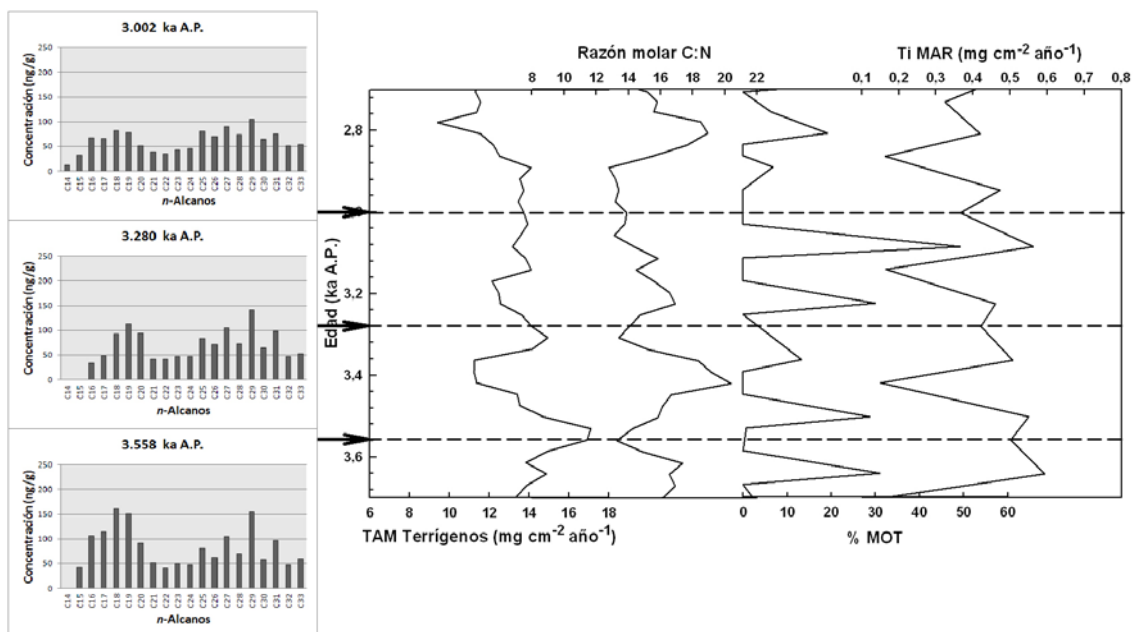
**Figura 4.1.** Distribución de *n*-alcanos ( $C_{14} - C_{33}$ ) durante 0.117, 0.278 y 0.308 ka AP en relación con los registros de tasas de acumulación de masa de terrígenos y titanio, razón C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT) desde el presente hasta 0.7 ka AP.



**Figura 4.2.** Distribución de *n*-alcanos (C<sub>14</sub> – C<sub>33</sub>) durante 0.766, 1.257 y 1.503 ka AP en relación con los registros de tasas de acumulación de masa de terrígenos y titanio, razón C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT) desde 0.7 hasta 1.7 ka AP.



**Figura 4.3.** Distribución de *n*-alcanos (C<sub>14</sub> – C<sub>33</sub>) durante 1.748, 2.240 y 2.485 ka AP en relación con los registros de tasas de acumulación de masa de terrígenos y titanio, razón C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT) desde 1.7 hasta 2.7 ka AP.



**Figura 4.4.** Distribución de *n*-alcanos ( $C_{14} - C_{33}$ ) durante 3.002, 3.280 y 3.558 ka AP en relación con los registros de tasas de acumulación de masa de terrígenos y titanio, razón C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT) desde 2.7 hasta 3.7 ka A.P.

Valores bajos de CPI, iguales o cercanos a 1 como los encontrados aquí, pueden potencialmente ser derivados de hidrocarburos petrogénicos o fuentes microbianas (Feakins *et al.*, 2007). En cuenca Alfonso al igual que para el noreste de África (Feakins *et al.*, 2007) no se observa evidencia de contaminación por hidrocarburos fósiles, como lo reportado para sedimentos de cuenca de Cariaco (Hughen *et al.*, 2004), ya que los *n*-alcanos se encuentran en baja concentración y su distribución no es diagnóstica de madurez termal, hidrocarburos termogénicos son usualmente caracterizados por un máximo  $<C_{20}$  (Tissot y Welte, 1984), lo cual no es observado en cuenca Alfonso. Como proponen Tissot y Welte (1984), y Gong y Hollander (1997) es probable que estos *n*-alcanos de cadena larga y bajo CPI provengan de fuentes microbianas. Aunque las bacterias y algas pueden solo producir pequeñas cantidades de *n*-

alcanos de cadena larga y ácidos alcanóicos, con relación a componentes de cadena más corta, su contribución puede ser significativa en relación a los flujos *n*-alcanos de plantas superiores terrestres (Volkman *et al.*, 1980; Canuel y Martens, 1993; Gong y Hollander, 1997). Adicionalmente, las condiciones anóxicas del fondo de cuenca Alfonso podría estar favoreciendo comunidades microbianas y por ende la síntesis y aporte de *n*-alcanos de ese origen hacia los sedimentos.

Los valores de CPI encontrados impiden que este índice pueda ser utilizado para distinguir cambios en vegetación en la zona, ya que indican fuentes de contaminación, posiblemente de origen microbiana como se dijo anteriormente. Adicionalmente, de acuerdo a las recomendaciones de Feakins *et al.* (2007), en este estudio se tiene cautela para interpretar cambios en vegetación terrestre a partir del registro del biomarcador de *n*-alcanos de cadena larga.

El análisis de los porcentajes de plantas acuáticas ( $P_{aq}$ ) encontrados para cuenca Alfonso a lo largo del núcleo muestran una mezcla entre ceras de plantas terrestres y de especies de macrófitas sumergidas/flotantes, de acuerdo a los rangos propuestos para este índice por Ficken *et al.* (2000) y Fagbote y Olanipekun, 2013), según la proveniencia de los *n*-alcanos. Los datos muestran muy poca variación en esta proporción a lo largo del registro, sugiriendo que no hubo dominancia de alguno de los dos tipos de vegetación, y por tanto de su aporte a los sedimentos, en un periodo específico.

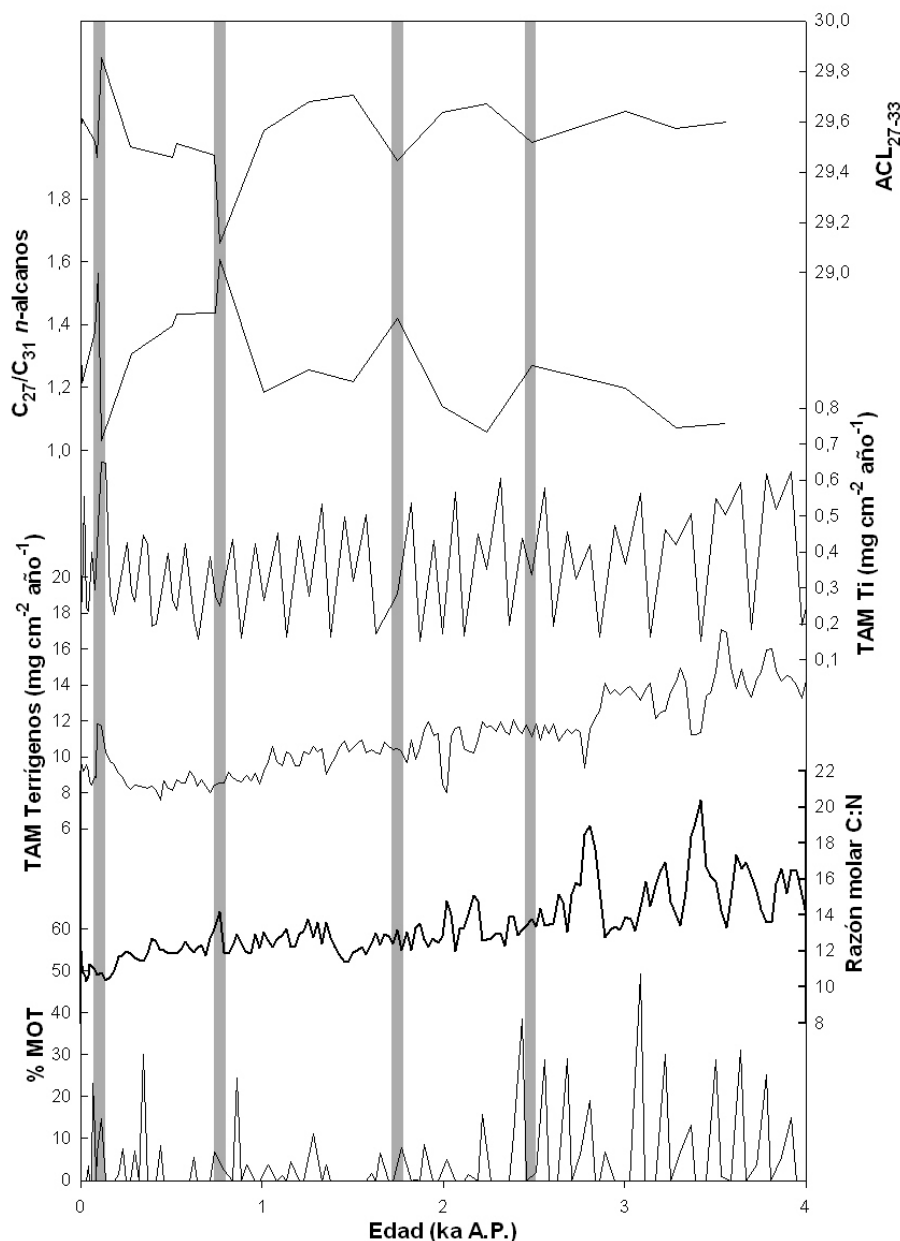
Los sedimentos de cuenca Alfonso muestran poca variación en los valores de ACL (Fig. 4.5), siendo relativamente altos ( $>29$ ), como los encontrados para zonas sub-tropicales o de relativo estrés por agua (Bendle *et al.*, 2007), para el sureste de Tasmania durante periodos glaciales áridos (Calvo *et al.*, 2004) y para el desierto de Mojave (Feakins y Sessions, 2010a). Esto apunta a que durante los últimos  $\sim 3.5$  ka AP la comunidad vegetal se ha mantenido estable, y adaptada a condiciones áridas. Los datos aquí encontrados sustentan la hipótesis de una relación entre la longitud de la cadena y la permeabilidad de las plantas (Dodd *et al.*, 1998; Dodd y Afzal-Rafii, 2000).

Un ACL promedio de  $\sim 29.5$  y máxima abundancia en  $C_{29}$  ha sido propuesto como indicativo de plantas  $C_3$  (Rommerskirchen *et al.*, 2006). Aunque la ruta  $C_4$  se ha dicho que es la utilizada por plantas en ambientes áridos para limitar la pérdida de agua y tiene una señal isotópica característica hacia valores más pesados que la ruta  $C_3$  (Hughen *et al.*, 2004), las plantas suculentas o crasas, como por ejemplo las cactáceas usan como vía metabólica el metabolismo ácido crasuláceo (CAM) (Feakins y Sessions, 2010b), el cual es una adaptación a la sequía minimizando la pérdida de agua, pero también exhiben flexibilidad en las rutas metabólicas, particularmente para fijación del carbono, usando como estrategia la alternación entre rutas  $C_3$  y CAM (Osmond *et al.*, 1989). Como muchas de las comunidades xerofíticas de Baja California sur se encuentran dentro de este grupo de plantas suculentas, es posible que el mecanismo de alternancia entre las dos rutas metabólicas provea la señal de

ACL encontrada en este estudio. Las plantas suculentas también tienen una señal isotópica característica (Feakins y Sessions, 2010b), y el análisis isotópico en sedimentos de cuenca Alfonso ayudaría a corroborar lo encontrado hasta ahora.

Los valores de ACL más bajos encontrados no coinciden con mayor precipitación pluvial en la zona, lo que puede ser debido a que los horizontes analizados no son los que muestran aumento significativo en la precipitación pluvial, es probable que en ellos se encuentren valores por debajo de 29, característicos de una menor aridez. Para estudios futuros se requiere aumentar la resolución de los análisis de *n*-alcanos y/o analizar los horizontes identificados como de mayor precipitación pluvial.

Los valores de la razón  $C_{27}/C_{31}$  tampoco mostraron mucha variación (Fig. 4.5) y fueron mayores a 1, basado en lo encontrado en sedimentos del lago Shumarinai en Japón (Seki *et al.*, 2010) y en el lago Baikal (Brincat *et al.*, 2000) esto sugiere una contribución mayor de ceras derivadas de árboles que de pastos y plantas acuáticas. Aunque no se tiene referencia de los valores de esta razón para plantas de zonas áridas, es probable que sus valores estén dentro del grupo de los árboles y por eso los valores encontrados en este estudio estén dentro de ese rango. Al igual que para ACL los valores más altos de la razón  $C_{27}/C_{31}$  no coinciden con épocas de mayor precipitación pluvial, probablemente debido a la resolución de análisis, aunque hacia la parte más antigua del registro (~3.5 a 2.4 ka AP) se observan menores valores sugiriendo un aumento en la cobertura de pastos en la región.



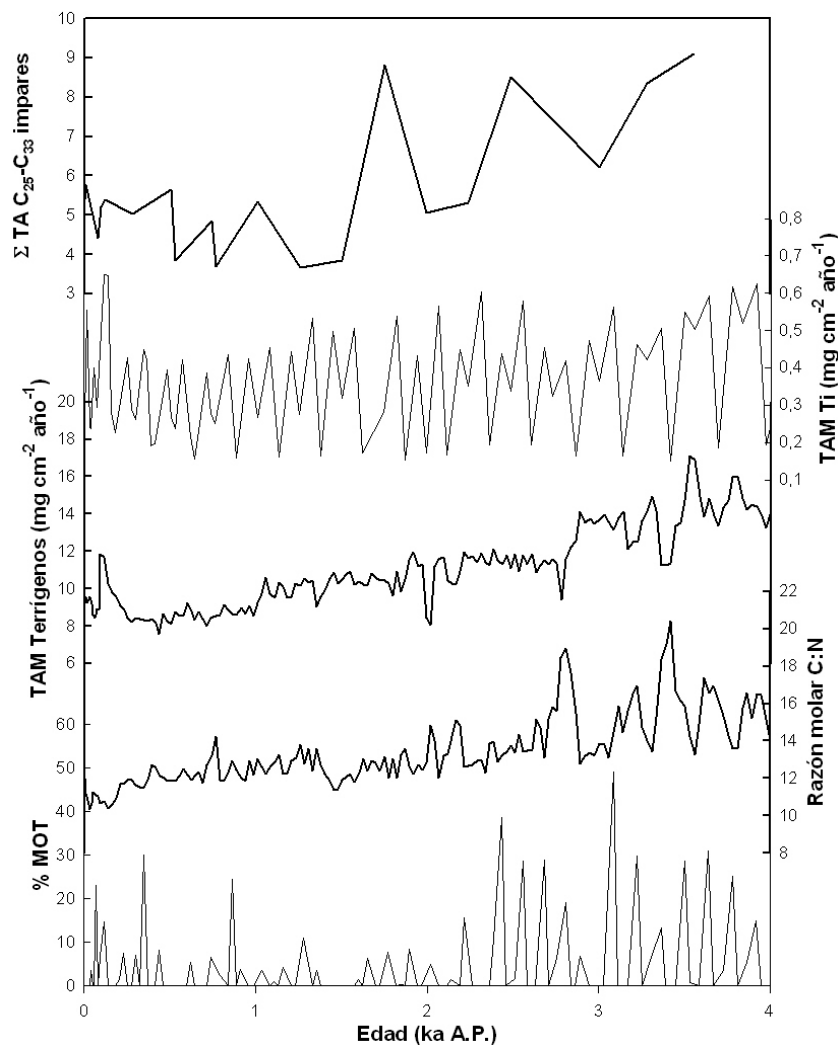
**Figura 4.5.** Índice ACL y razón  $C_{27}/C_{31}$ , en comparación con los proxies de precipitación pluvial, tasas de acumulación de masa (TAM) de terrígenos y titanio, razón molar C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT).

Al analizar la integración de todos los flujos de los *n*-alcanos de origen terrestre,  $\Sigma TAC_{25-C_{33}}$  Impares, hacia los sedimentos (Fig. 4.6) se puede observar un aumento de estos flujos hacia el Holoceno medio (~3.5 ka AP),

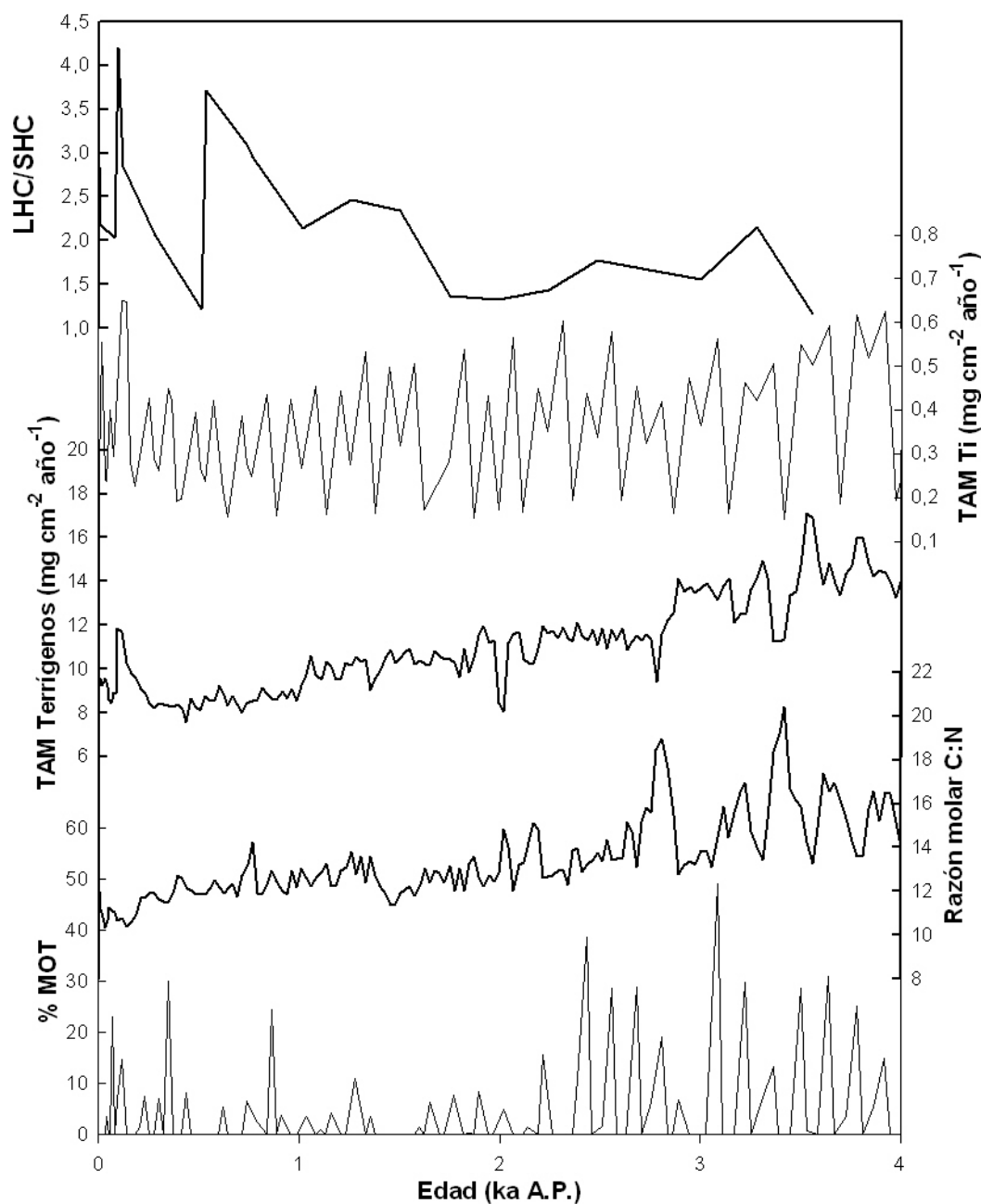
sugiriendo una mayor cobertura vegetal (Zhao *et al.*, 2003, 2006) en Baja California Sur, durante periodos de aumento en la precipitación pluvial en la zona. Cambios en los flujos de los *n*-alcanos en la cuenca de Angola, Atlántico tropical oriental han sido relacionados con cambios en la fuerza y dirección de los vientos Alisios sobre el continente africano (Schefuss *et al.*, 2003b), en este estudio cambios en los flujos de *n*-alcanos son asociados con cambios en precipitación pluvial, ya que cambios en el material terrestre depositado en la zonas costeras y lagos pueden ser principalmente suplidos por ríos y escorrentía terrestre (Goñi, 1997; Goñi *et al.*, 1997), mientras que el transporte atmosférico de material terrestre es un proceso de aporte más importante para los sedimentos pelágicos y del centro de los lagos (Huang *et al.*, 2000, 2006; Kawamura *et al.*, 2003).

Los valores de LHC/SHC (Fig. 4.7), se encuentran en el rango de la mezcla entre ceras derivadas de fitoplancton y de plantas terrestres (Fagbote y Olanipekun, 2013), aunque en la parte más antigua del registro los valores tienden a disminuir hacia valores característicos de aportes dominados por fitoplancton, esto parecería no ser muy consistente con los otros hallazgos de un mayor aporte de *n*-alcanos de origen terrestre hacia el Holoceno medio, asociado con una mayor precipitación pluvial, pero puede ser interpretado como un mayor aumento de la depositación de compuestos orgánicos de origen marino (Mong-Sin, 2013) es decir aumento de la productividad marina, en comparación al de la cobertura vegetal terrestre (abundancia *n*-alcanos de origen terrestre). En el capítulo III se muestra que en cuenca Alfonso se

observa un aumento de la productividad hacia el final de este registro, ~3.5 ka AP durante épocas de mayor precipitación pluvial.



**Figura 4.6** Sumatoria de las tasas de acumulación de *n*-alcanos de cadena larga C<sub>25</sub> a C<sub>33</sub> impares,  $\Sigma TA_{C_{25}-C_{33}}$  Impares, en comparación con los proxies de precipitación pluvial, tasas de acumulación de masa de terrígenos y titanio, razón C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT).



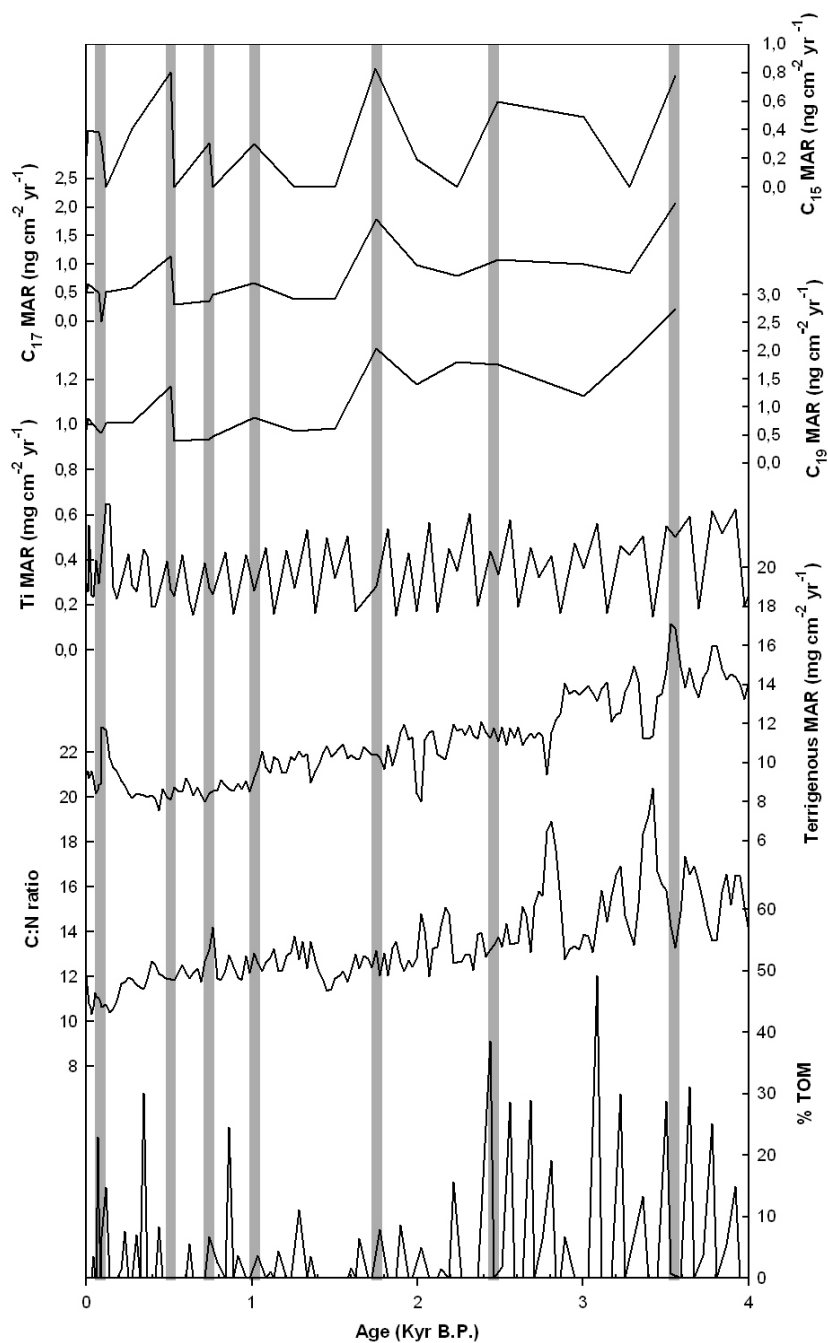
**Figura 4.7.** Proporción de *n*-alcanos de cadena larga a *n*-alcanos de cadena corta, LHC/SHC, en comparación con los proxies de precipitación pluvial, tasas de acumulación de masa de terrígenos y titanio, razón C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre (%MOT).

El registro completo de los flujos de *n*-alcanos trazadores de organismos marinos en relación con los proxies de precipitación pluvial (Fig. 4.8) muestra

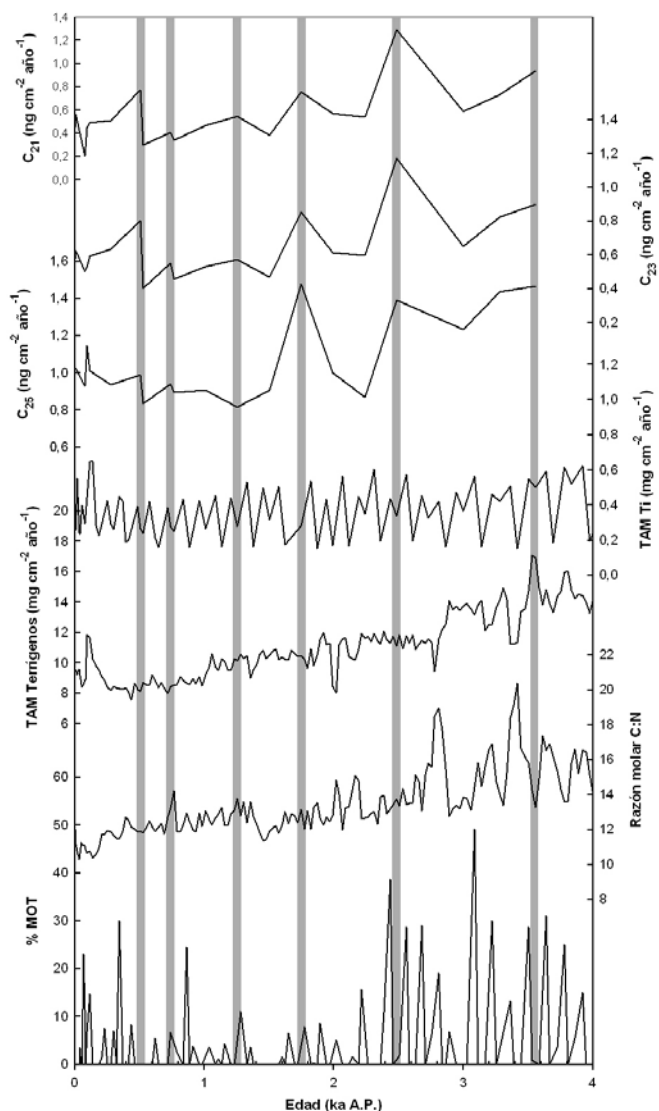
una tendencia al aumento de los flujos de los *n*-alcanos C<sub>15</sub>, C<sub>17</sub> y C<sub>19</sub> desde ~3.5 hasta ~1.7 ka AP lo que es consistente con los resultados de la razón LHC/SHC. Adicionalmente, valores altos de *n*-alcanos de cadena corta coinciden con épocas de mayor precipitación pluvial, pero al igual que para los índices discutidos anteriormente no corresponden con los picos más altos, debido a que los dos tipos de registros no tienen la misma resolución.

Los flujos de *n*-alcanos trazadores de plantas acuáticas (Fig. 4.9) muestran también una tendencia al aumento entre ~3.5 y 1.7 ka AP, aunque con bastante variabilidad y valores más bajos que los *n*-alcanos de cadena corta característicos de fitoplancton, mostrando una menor contribución de las plantas acuáticas a la materia orgánica de los sedimentos.

Las series de tiempo de los *n*-alcanos de cadena larga impares trazadores de plantas terrestres (Fig. 4.10) muestran cambios sincrónicos a lo largo de todo el registro, lo que sugiere que no ha habido cambios en la comunidad, mayor dominancia de vegetación arbórea con respecto a las de pastos, por lo menos para los últimos ~3.5 ka AP, pero sí aumento de la cobertura vegetal (biomasa) durante los periodos de mayor precipitación pluvial, derivado de una tendencia al aumento de la concentración hacia el final del registro, donde se observa un periodo de mayor precipitación pluvial que en el presente. Esto también se observó en la sumatoria de las tasas de acumulación de *n*-alcanos de cadena larga C<sub>25</sub> a C<sub>33</sub> impares,  $\Sigma TAC_{25-C_{33}}$  Impares, explicada anteriormente.



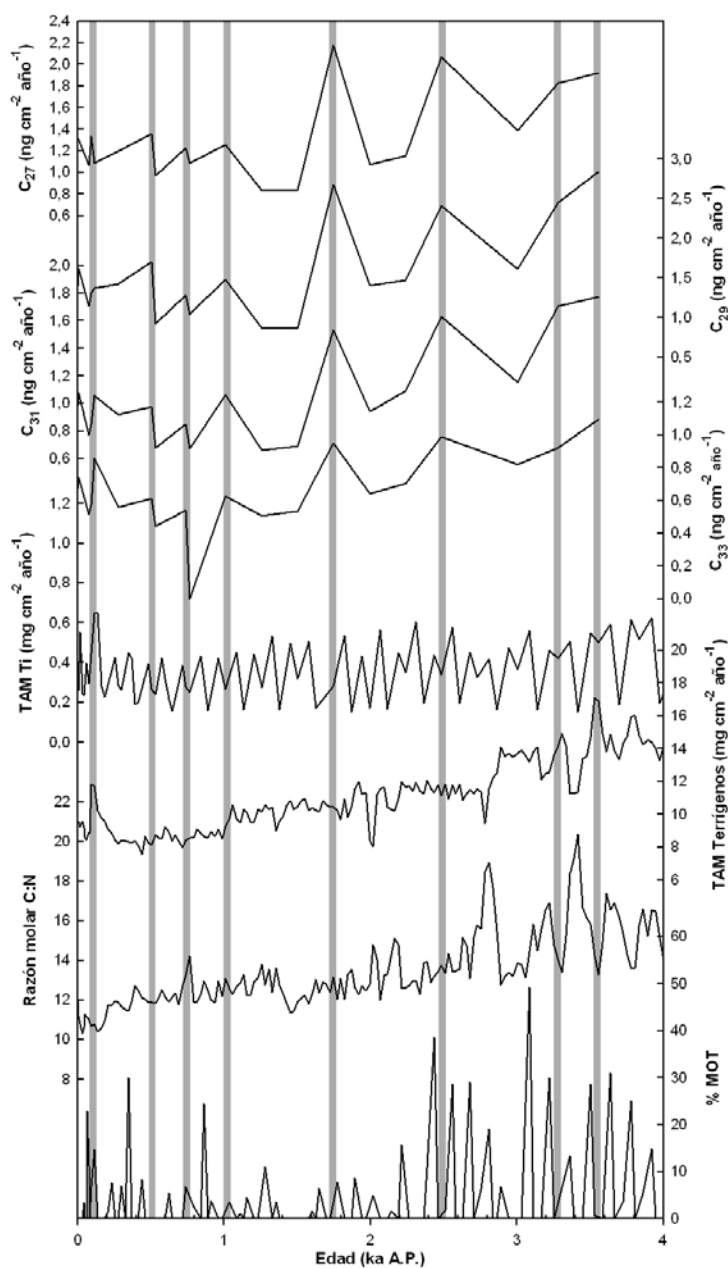
**Figura 4.8.** Comparación del registro de tasas de acumulación de masa de *n*-alcanos ( $C_{15}$ ,  $C_{17}$  y  $C_{19}$ ) trazadores de organismos marinos con los proxies de precipitación pluvial (tasas de acumulación de masa de titanio y terrígenos, razón molar C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre - %MOT).



**Figura 4.9.** Comparación del registro de tasas de acumulación de masa de *n*-alcanos de cadena larga ( $C_{21}$ ,  $C_{23}$  y  $C_{25}$ ) trazadores de plantas acuáticas con los proxies de precipitación pluvial (tasas de acumulación de masa de titanio y terrígenos, razón molar C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre - %MOT).

Es probable que cambios en la composición de las comunidades vegetales terrestres requiera de tiempos mayores a los que se pueden estudiar con este registro, aun no se conoce el tiempo de respuesta para cambios en la vegetación siguiendo incluso abruptos cambios en el clima (Hughen *et al.*, 2004), pero parece que algunas plantas tienen la capacidad de adaptarse por

más largos periodos de tiempo antes de ser reemplazadas por otras especies, cuando se enfrentan a cambios graduales en lugar de un rápido cambio climático (Hughen *et al.*, 2004).



**Figura 4.10.** Comparación del registro de tasas de acumulación de masa de *n*-alcenos de cadena larga (C<sub>27</sub>, C<sub>29</sub>, C<sub>31</sub> y C<sub>33</sub>) trazadores de plantas terrestres con el carbono orgánico total (COT) y los proxies de precipitación pluvial (tasas de acumulación de masa de titanio y terrígenos, razón molar C:N y porcentaje de materia orgánica de origen terrestre - %MOT).

#### 4.4 CONCLUSIONES

La abundancia relativamente baja de *n*-alcanos de cuenca Alfonso, los flujos de *n*-alcanos trazadores de organismos marinos, de plantas acuáticas y de material vegetal terrestre a lo largo de todo el registro, la razón LHC/SHC y la característica distribución bimodal (con un grupo característico de *n*-alcanos de origen marino, y otro de *n*-alcanos de cadena larga característicos de vegetación terrestre) muestran en general que los *n*-alcanos de la materia orgánica (MO) de los sedimentos en cuenca Alfonso están compuestos por una mezcla entre ceras derivadas de fitoplancton y de plantas terrestres. Así mismo, hacia la parte más antigua del registro, se observó una mayor contribución de ceras de fitoplancton con respecto a las de vegetación terrestre, asociado con un periodo de aumento de la productividad marina favorecida por la precipitación pluvial.

A lo largo de todo el registro se observó abundancia máxima de C<sub>29</sub> y altos valores de la razón C<sub>27</sub>/C<sub>31</sub>, lo cuál indica como fuente cera de hojas provenientes de árboles, probablemente de plantas suculentas características de zona áridas, no se tiene referencia clara de los valores de ACL para este tipo de vegetación, pero el pico característico encontrado aquí y ACL promedio de ~29.5 sugiere C<sub>3</sub> como ruta metabólica, ya que las plantas suculentas muestran una alternancia entre esta ruta y la CAM, es probable que la señal registrada en los sedimentos de cuenca Alfonso indique este tipo de vegetación.

El CPI calculado arrojó valores bajos, indicando comunidades

microbianas como una posible fuente, con una contribución significativa en relación a los bajos flujos *n*-alcanos de plantas superiores terrestres, es probable que las condiciones anóxicas del fondo de cuenca Alfonso favorezcan el desarrollo de estas comunidades y por ende la síntesis y aporte de *n*-alcanos de ese origen hacia los sedimentos. Debido a esto, en este estudio se tiene cautela para interpretar cambios en vegetación terrestre a partir del registro del biomarcador de *n*-alcanos de cadena larga.

Un aumento en la concentración de todas las moléculas, poca variación en los índices diagnósticos, la integración de todos los flujos de los *n*-alcanos de origen terrestre,  $\Sigma TAC_{25-C_{33}}$  Impares y el comportamiento de los *n*-alcanos de cadena larga impares, sugiere que no ha habido cambios en la comunidad y mayor dominancia de vegetación arbórea con respecto a las de pastos, por lo menos para los últimos ~3.5 ka A.P; pero sí aumento de la cobertura vegetal (biomasa) durante los periodos de mayor precipitación pluvial (hacia el Holoceno medio, desde ~1.7 ka A.P. hasta ~3.5 ka A.P.). Es probable que cambios en la composición de las comunidades vegetales terrestres requiera de intervalos de tiempo mayores a los que se pueden estudiar con este registro, ya que algunas plantas al parecer tienen la capacidad de adaptarse por periodos de tiempo más largos antes de ser reemplazadas por otras especies, cuando se enfrentan a cambios graduales en lugar de un rápido cambio climático.

#### 4.5 REFERENCIAS

- Bendle, J. y A. Rosell-Mele. 2004. Distributions of  $U^{K}_{37}$  and  $U^{K}_{37}$  in the surface waters and sediments of the Nordic Seas: Implications for paleoceanography. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5, Q11013, doi:10.1029/2004GC000741.
- Bendle, J., A. Rosell-Mele y P. Ziveri. 2005. Variability of unusual distributions of alkenones in the surface waters of the Nordic seas. *Paleoceanography* 20(2), PA2001, doi:10.1029/2004PA001025.
- Bendle, J., K. Kawamura, K. Yamazaki y T. Niwai. 2007. Latitudinal distribution of terrestrial lipid biomarkers and *n*-alkane compound-specific stable carbon isotope ratios in the atmosphere over the western Pacific and Southern Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 5934–5955.
- Brassell, S.C. 1993. Applications of biomarkers for delineating marine paleoclimate fluctuations during the Quaternary. En: *Organic Geochemistry: principles and applications*. Engel, M.H., Macko, S.A. (Eds.), Plenum, New York, pp. 699–738.
- Brincat, D., K. Yamada, R. Ishiwatari, H. Uemura y H. Naraoka. 2000. Molecular-isotopic stratigraphy of long-chain *n*-alkanes in Lake Baikal Holocene and glacial age sediments. *Organic Geochemistry* 31: 287-294.
- Burgan, A.M. y C.A. Ali. 2009. Characterization of the Black Shales of the Temburong formation in West Sabah, East Malaysia. *Euro Journal of Science Research* 30(1): 79-98.

- Calvo, E., C. Pelejero, G.A. Logan y P. De Deckker. 2004. Dust- induced changes in phytoplankton composition in the Tasman Sea during the last four glacial cycles. *Paleoceanography* 19(2), PA2020. doi:10.1029/2003PA000992.
- Canuel, E.A. y C.S. Martens. 1993. Seasonal variations in the sources and alteration of organic-matter associated with recently-deposited sediments. *Organic Geochemistry* 20: 563– 577.
- Collister, J.W., G. Rieley, B. Stern, G. Eglinton y B Fry. 1994. Compound-specific  $\delta^{13}\text{C}$  analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolisms. *Organic Geochemistry* 21: 619-627.
- Cranwell, P.A. 1973. Chain-length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change. *Freshwater Biology* 3: 259–265.
- Dodd, R.S. y Z.A. Afzal-Rafii. 2000. Habitat-related adaptive properties of plant cuticular lipids. *Evolution* 54: 1438–1444.
- Dodd, R.S., Z.A. Rafii y A.B. Power. 1998. Ecotypic adaptation in *Austrocedrus chilensis* in cuticular hydrocarbon composition. *New Phytologist* 138: 699–708.
- Drenzek, N.J., D.B. Montluçon, M.B. Yunker, R.W. Macdonald y T.I. Eglinton. 2007. Constraints on the origin of sedimentary organic carbon in the Beaufort Sea from coupled molecular  $^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  measurements. *Marine Chemistry* 103: 146-162.

- Eglinton, G. y M. Calvin. 1967. Chemical fossils. *Scientific American* 216: 32-43.
- Eglinton, G. y R.J. Hamilton. 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science* 156: 1322-1335.
- Eglinton, T.I. y G. Eglinton. 2008. Molecular proxies for paleoclimatology. *Earth and Planetary Science Letters* 275: 1–16.
- Fagbote, O.E y E.O. Olanipekun. 2013. Characterization and Sources of Aliphatic Hydrocarbons of the Sediments of River Oluwa at Agbabu Bitumen Deposit Area, Western Nigeria. *Journal of Scientific Research & Reports* 2(1): 228-248.
- Feakins, S.J., T.I. Eglinton y P.B. deMenocal. 2007. A comparison of biomarker records of northeast African vegetation from lacustrine and marine sediments (ca. 3.40 Ma). *Organic Geochemistry* 38: 1607–1624.
- Feakins, S.J. y A.L. Sessions. 2010a. Controls on the D/H ratios of plant leaf waxes in an arid ecosystem. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74: 2128–2141.
- Feakins, S.J. y A.L. Sessions. 2010b. Crassulacean acid metabolism influences D/H ratio of leaf wax in succulent plants. *Organic Geochemistry* 41: 1269–1276
- Ficken, K.J., B. Li, D.L. Swain y G. Eglinton. 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry* 31: 745–749.

- Gong, C. y D. Hollander. 1997. Differential contribution of bacteria to sedimentary organic matter in oxic and anoxic environments, Santa Monica Basin, California. *Organic Geochemistry* 26: 545–563.
- Goñi, M.A. 1997. Record of terrestrial organic matter composition in Amazon Fan sediments. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* 155: 519–530.
- Goñi, M.A., K.C. Ruttenberg y T.I. Eglinton. 1997. Source and contribution of terrigenous organic carbon to surface sediments in the Gulf of Mexico. *Nature* 389: 275–278.
- Hedges, J.I. y F.G. Prahl. 1993. Early diagenesis: consequences for applications of molecular biomarkers. En: *Organic Geochemistry: principles and applications*, Engel, M.H. y S.A. Macko (Eds.), Plenum Press, New York, pp. 237–253.
- Hinrichs K.-U. y J. Rullkotter. 1997. Terrigenous and marine lipids in Amazon Fan sediments: implications for sedimentological reconstructions. En *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, D.J.W. Piper, A. Klaus y L.C. Peterson (Eds.), vol. 155, pp. 539–553.
- Hinrichs, K.-U., J. Rinna y J. Rullkotter. 1998. Late Quaternary paleoenvironmental conditions indicated by marine and terrestrial molecular biomarkers in sediments from the Santa Barbara basin. En: *Proceedings of the Fourteenth Annual Pacific Climate (PACLIM) Workshop*, R.C. Wilson y V.L. Tharp (Eds.), pp. 125–133.

- Huang, Y.S., L. Dupont, M. Sarnthein, J.M. Hayes y G. Eglinton. 2000. Mapping of C<sub>4</sub> plant input from North West Africa into North East Atlantic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64: 3505–3513.
- Huang, Y., B. Shuman, Y. Wang y T. Webb. 2004. Hydrogen isotope ratios of individual lipids in lake sediments as novel tracers of climatic and environmental change: a surface sediment test. *Journal of Paleolimnology* 31: 363–375.
- Huang, Y., B. Shuman, Y. Wang, T. Webb, E.C. Grimm y G.L. Jacobson Jr. 2006. Climatic and environmental controls on the variation of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plant abundances in central Florida for the past 62,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237: 428–435.
- Hughen, K.A., T.I. Eglinton, L. Xu y M. Makou. 2004. Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes. *Science* 304: 1955-1959.
- Jeng, W. 2006. Higher plant n-alkanes average length as an indicator of petrogenic hydrocarbon contained in marine sediments. *Marine Chemistry* 102: 242–251.
- Kawamura, K., Y. Ishimura y K. Yamazaki. 2003. Four year observations of terrestrial lipid class compounds in marine aerosols from the western North Pacific. *Global Biogeochemical Cycles* 17. doi:10.1029/2001GB001810.
- Kennicutt, M.C. C. Barker, J.M. Brooks, D.A. DeFreitas y G.H. Zhu. 1987. Selected organic matter source indicators in the Orinoco, Nile and Changjiang deltas. *Organic Geochemistry* 11: 41–51.

- Lockheart, M.J., P.F. van Bergen y R.P. Evershed. 1997. Variations in the stable carbon isotope compositions of individual lipids from the leaves of modern angiosperms: implications for the study of higher land plant-derived sedimentary organic matter. *Organic Geochemistry* 26: 137-153.
- Mercado-Mancera, G., E. Troyo-Diéguez, A. Aguirre-Gómez, B. Murillo-Amador, M.S. Trasviña-Casto, L.F. Beltrán-Morales y J.L. García-Hernández. 2011. Variables edafoclimáticas asociadas a la desertificación. *Tropical and Subtropical Agroecosystems* 13: 133 - 145
- Meyers, P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27(5-6): 213 – 250
- Miyake, T., F. Nakazawa, H. Sakugawa, N. Takeuchi, K. Fujita, K. Ohta y M. Nakawa. 2006. Concentrations and source variations of *n*-alkanes in a 21 m ice core and snow samples at Belukha glacier, Russian Altai mountains. *Annals of Glaciology* 43: 142–147.
- Mong-Sin, W. 2013. An examination and application of two geochemical proxies for environmental and climate reconstructions in northern South China Sea. Tesis de maestría, Universidad de Hong Kong, 82 pp.
- Osmond, C., W. Adams y S. Smith. 1989. Crassulacean acid metabolism. En: Percy, R., J.R. Ehleringer, H. Mooney y P. Rundel (Eds.), *Plant Physiological Ecology*. Chapman and Hall, New York, pp. 258–280.
- Pancost, R.D. y C.S. Boot. 2004. The palaeoclimatic utility of terrestrial biomarkers in marine sediments. *Marine Chemistry* 92: 239–261.

- Peinado, M. y J. Delgadillo. 1991. Introducción al conocimiento fito-topográfico de Baja California (Mexico). *Studia Botánica* 9: 25-39.
- Peinado, M., F. Alcaraz, J. Delgadillo y I. Aguado. 1994. Fitogeografía de la península de Baja California, México. *Anales Jardín Botánico Madrid* 51 (2): 255 - 277.
- Poynter, J.G. y G. Eglinton. 1990. Molecular composition of three sediments from hole 717C: The Bengal Fan. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, J.R. Cochran, D.A.V. Stow, et al. (Eds.), vol. 116, pp. 155–161.
- Rieley, G., R.J. Collier, D.M. Jones y G. Eglinton. 1991. The biogeochemistry of Ellesmere Lake, U.K. I: source correlation of leaf wax inputs to the sedimentary lipid record. *Organic Geochemistry* 17: 901–912.
- Rinna, J., U. Guntner, K.-U. Hinrichs, U. Mangelsdorf, K. van der Smissen y J.H. Rullkötter. 1999. Temperature related molecular proxies: degree of alkenone unsaturation and average chain length of *n*-alkanes. En: *Proceedings of the Sixteenth Annual Pacific Climate (PACLIM) Workshop*, pp. 183–192.
- Rommerskirchen, F., A. Plader, G. Eglinton, Y. Chikaraishi y J. Rullkötter. 2006. Chemotaxonomic significance of distribution and stable carbon isotopic composition of long-chain alkanes and alkan-1-ols in C<sub>4</sub> grass waxes. *Organic Geochemical* 37: 1303–1332.
- Schefuss, E., V. Ratmeyer, J.-B.W. Stuut, J.H.F. Jansen y J.S. Sinningh-Damste. 2003a. Carbon isotope analyses of *n*-alkanes in dust from the

- lower atmosphere over the central eastern Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67 (10): 1757-1767.
- Schefuss, E., S. Schouten, J.H.F. Jansen y J.S. Sinninghe-Damste. 2003b. African vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-Pleistocene period. *Nature* 422: 418-421.
- Seki, O., T. Nakatsuka, H. Shibata y K. Kawamura. 2010. A compound-specific n-alkane  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta\text{D}$  approach for assessing source and delivery processes of terrestrial organic matter within a forested watershed in northern Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74: 599–613.
- Tissot, B. y D. Welte. 1984. Petroleum Formation and Occurrence. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Van Helmond, N.A.G.M. 2010. Palynological and organic geochemical characterization of marine and terrestrial Early Pleistocene climate in northwest Europe. Tesis de maestría, Universidad de Utrecht, 78 pp.
- Volkman, J., R. Johns, F. Gillan y G. Perry. 1980. Microbial lipids of an intertidal sediment – 1. Fatty acids and hydrocarbons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44: 1133–1143.
- Yamada, K. y R. Ishiwatari. 1999. Carbon isotopic compositions of long-chain n-alkanes in the Japan Sea sediments: Implications for paleoenvironmental changes over the past 85 kyr. *Organic Geochemistry* 30: 367-377.

Zhao, M., L. Dupont, G. Eglinton y M. Teece. 2003. n-alkane and pollen reconstruction of terrestrial climate and vegetation for N.W. Africa over the last 160 kyr. *Organic Geochemistry* 34: 131–143.

Zhao, M., J.L. Mercer, G. Eglinton, M.J. Higginson y C-Y Huang. 2006. Comparative molecular biomarker assessment of phytoplankton paleoproductivity for the last 160 kyr off Cap Blanc, NW Africa. *Organic Geochemistry* 37: 72-97.

## **CAPITULO V**

### **CONCLUSIONES GENERALES Y ESTUDIOS FUTUROS**

Este estudio paleoceanográfico utiliza diferentes proxies geoquímicos para reconstruir algunas de las condiciones climáticas en el pasado del sur de Baja California, una zona de transición entre condiciones tropicales y subtropicales, y le aporta a la comunidad científica herramientas para evaluar la relación de los procesos oceánicos con el clima tanto de escala local como global, específicamente en este caso los asociados con el monzón de Norteamérica. A pesar de que este estudio provee piezas importantes del rompecabezas para entender la variabilidad climática de la región, aun quedan muchas preguntas por responder algunas de las cuales quedan planteadas en este manuscrito como estudios futuros.

#### **5.1 CONCLUSIONES GENERALES**

Los resultados permiten responder las principales preguntas científicas planteadas al inicio de esta tesis y aportan un marco para entender los efectos de la precipitación pluvial sobre la productividad marina, el contenido de oxígeno en la columna de agua y la cobertura vegetal terrestre de las zonas que rodean cuenca Alfonso, a partir de múltiples trazadores en el mismo registro sedimentario.

La detección de épocas climáticas significativas del Holoceno, como la Pequeña Edad de Hielo y el Periodo Cálido Medieval, en el registro de cuenca Alfonso, confirman el potencial de esta región para estudiar cambios climáticos de escala global.

1. ¿Cómo han sido los cambios en precipitación pluvial en Baja California Sur durante los últimos 5 ka, a escala multidecadal asociados con forzamientos como ODP y de escala milenial asociados con cambios en la ZCIT?

Los resultados confirman una modulación tropical del monzón de Norteamérica, especialmente la precipitación pluvial, a través de dos mecanismos, influencia de aguas tropicales con su consecuente efecto sobre el sistema océano-atmósfera y movimientos de la zona de convergencia intertropical. Adicionalmente, el registro de cuenca Alfonso muestra que por los menos para el sur del golfo de California, el monzón se fortalece con un aumento de la radiación solar, lo que ha sido identificado en otras regiones afectadas por fenómenos de tipo monzón como Asia.

2. ¿Cómo afectan los cambios en precipitación pluvial, tanto la abundancia como a el tipo, de vegetación terrestre del área continental adyacente a cuenca Alfonso?

Los resultados encontrados a partir de los *n*-alcanos de cadena larga y algunos índices diagnósticos derivados de la abundancia molecular sugieren que un aumento en la precipitación pluvial (entre ~3.5 y ~1.7 ka AP) produce condiciones anóxicas que al parecer favorecen el desarrollo de comunidades microbianas, lo cual afecta la señal de los *n*-alcanos de cadena larga, y se ve reflejado en un bajo índice CPI, por lo que se requiere tener cautela en la interpretación de cambios en vegetación terrestre a partir del registro del biomarcador de *n*-alcanos de cadena larga.

Las relativamente bajas abundancias de los *n*-alcanos de cadena larga en cuenca Alfonso sugieren una baja contribución de material terrestre hacia los sedimentos a lo largo de todo el registro, lo cual está acorde con la cobertura desértica del área continental alrededor de la cuenca. Los resultados sugieren que la materia orgánica (MO) de los sedimentos en cuenca Alfonso está compuesta por una mezcla de ceras derivadas de fitoplancton y de plantas terrestres, con una mayor contribución de fitoplancton con respecto a la vegetación terrestre hacia la parte más antigua del registro, asociado con un periodo de aumento de la productividad marina favorecida por la precipitación pluvial.

La precipitación pluvial produce un aumento en la cobertura vegetal (abundancia), pero al parecer no produce cambios en el tipo de plantas que conforman las comunidades vegetales terrestres, por lo menos para los últimos ~3.5 ka AP, identificado a partir de los flujos de los *n*-alcanos de origen terrestre,  $\Sigma\text{TAC}_{25-\text{C}_{33}}$  Impares y el comportamiento de los *n*-alcanos de cadena

larga impares trazadores de plantas terrestres a lo largo del registro. Las comunidades terrestres probablemente han sido dominadas durante este tiempo por plantas suculentas características de zona áridas, con  $C_3$  como una de sus rutas metabólicas, ya que las plantas suculentas muestran una alternancia entre esta ruta y la CAM, identificada a partir de los valores de ACL promedio de  $\sim 29.5$  y la máxima abundancia de  $C_{29}$ . Es probable que cambios en la composición de las comunidades vegetales terrestres requiera de tiempos mayores a los que se pueden estudiar con este registro, ya que algunas plantas al parecer tienen la capacidad de adaptarse por más largos periodos de tiempo antes de ser reemplazadas por otras especies, cuando se enfrentan a cambios graduales en lugar de un rápido cambio climático.

3. ¿Cómo afectan los cambios en precipitación a la productividad marina en cuenca Alfonso a escala multidecadal y milenial?

La productividad primaria en cuenca Alfonso muestra una disminución entre el Holoceno medio (5.8 ka AP) y el presente, asociado a una reducción de la precipitación pluvial en la región. Menor fertilización de la zona eufótica, principalmente debido a una reducción en la concentración de hierro, parecen ser el mecanismo causante de la disminución en la productividad marina. Los cambios en productividad marina muestran también una periodicidad de escala multidecadal (52 a 72 años) asociados al fortalecimiento del giro del Pacífico Norte (mayor aporte hacia la zona de ASsSt rica en nutrientes) y del monzón de

Norteamérica (aumento de la precipitación pluvial, como resultado de un movimiento al norte de la ZCIT).

4. ¿Puede la precipitación en cuenca Alfonso afectar la estratificación de la columna de agua, y por ende el contenido de oxígeno?

Al parecer, un aumento de la precipitación pluvial (incremento del %MOT y la razón C:N) resulta en mayor estratificación de la columna de agua y, por lo tanto, menor contenido de O<sub>2</sub>, que a su vez resulta en mayor desnitrificación, sugerido por los altos valores de  $\delta^{15}\text{N}$ , los cuales al parecer incorporan la señal isotópica del ASsSt que ingresa a la cuenca, pero muestra valores más altos que otros registros de la región debido al activo proceso de desnitrificación en la cuenca en el pasado, mencionado anteriormente.

La cuenca parece tener dos modos de respuesta: un modo de alta precipitación pluvial, donde la desnitrificación es dominada por cambios en la estratificación; y un modo de baja precipitación pluvial donde la desnitrificación es dominada por cambios en la productividad.

5. ¿Cuáles son las frecuencias dominantes de los cambios en precipitación en la región y con que forzamientos están asociados?

El análisis espectral de la series de tiempo de algunos trazadores de precipitación pluvial, como el porcentaje de materia orgánica de origen terrestre

(% MOT) y el contenido de terrígenos, del  $\delta^{15}\text{N}$  y de algunos de los proxies de productividad como el sílice biogénico (SiB), carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ) y carbono orgánico total (COT) mostró que los registros cambian en intervalos de 50 a 85 años, una variabilidad identificada previamente para Norteamérica y el Pacífico Norte, y asociada con la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) y la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (OGPN). De manera adicional, los resultados sugieren que el forzamiento solar (irradiancia solar total - IST) actúa sobre el monzón de Norteamérica intensificándolo

## 5.2 FUTURAS INVESTIGACIONES

Hacia el futuro se espera poder mejorar la resolución del estudio de biomarcadores y cubrir todo el periodo del núcleo (5.8 ka AP) para tener muestras dentro del periodo en el que los proxies de precipitación pluvial marcan como de aumento. Así mismo, se espera poder analizar otros biomarcadores como ácidos *n*-alcanoicos de cadena larga, los cuales han sido propuestos como el proxy más fiable para vegetación terrestre (Feakins *et al.*, 2007) y ácidos grasos, estos además pueden tener mayor concentración en los sedimentos y contribuir al estudio de cambios en la vegetación de la zona.

El estudio de los isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) en los *n*-alcanos y *n*-ácidos alcanoicos sigue siendo de vital importancia para distinguir entre diferentes tipos de plantas utilizando diferentes rutas fotosintéticas ( $\text{C}_3$ ,  $\text{C}_4$  y CAM) las

cuales exhiben una señal isotópica de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) característica (O'Leary, 1981). La fuente principal de fraccionamiento isotópico de la señal de  $\delta^{13}\text{C}$  en las plantas está relacionada con la asimilación de C y la difusión de  $\text{CO}_2$  influenciado por el estrés hídrico (Swap *et al.*, 2004). Las plantas que emplean el ciclo de Calvin (plantas  $\text{C}_3$ ) como ruta de fijación del carbono están empobrecidas en  $^{13}\text{C}$  con respecto de aquellas que usan la ruta del ciclo Hatch-Slack (plantas  $\text{C}_4$ ) (Smith y Epstein, 1971). Diferencias entre las reacciones de carboxilación inducen la disparidad en el fraccionamiento isotópico entre las dos principales rutas fotosintéticas (O'Leary, 1981, 1988). Las plantas suculentas o crasas, como por ejemplo las cactáceas usan como vía metabólica el metabolismo ácido crasuláceo (CAM) (Feakins y Sessions, 2010), el cual es una adaptación a la sequía minimizando la pérdida de agua, pero también exhiben flexibilidad en las rutas metabólicas, particularmente para fijación del carbono, usando como estrategia la alternancia entre rutas  $\text{C}_3$  y CAM (Osmond *et al.*, 1989). Estas plantas también tienen una señal isotópica característica (Feakins y Sessions, 2010), y el análisis isotópico podría dilucidar su aporte a los sedimentos de cuenca Alfonso y dar más luces sobre si ha habido cambio en las comunidades terrestres en la región.

Adicionalmente, se hace necesario estudiar la señal de *n*-alcanos y  $\delta^{13}\text{C}$  de las comunidades vegetales presentes en la actualidad y contrastarla con comunidades de zonas más húmedas para poder inferir cambios en su aporte a los sedimentos marinos.

Una combinación de registros terrestres y marinos puede también ser necesaria para mejorar nuestro entendimiento de los paleoambientes de Baja California. Por ejemplo, estudios de núcleos de sedimentos marinos de bahías a largo del golfo de California complementados con estudios de sedimentos de paleo-lagos podrían proporcionar información sobre los gradientes de precipitación en la península y su relación con las comunidades prehistóricas que la habitaron.

Una pregunta remarcable aun queda también por responder y es la influencia del ENOS sobre la precipitación pluvial de la región en el pasado, para poder entender su variabilidad, para ello se requiere que a futuro los registros tengan una resolución de muestreo milimétrica que permita resolver los efectos de este forzamiento.

### **5.3 REFERENCIAS**

- Feakins, S.J., T.I. Eglinton, P.B. deMenocal. 2007. A comparison of biomarker records of northeast African vegetation from lacustrine and marine sediments (ca. 3.40 Ma). *Organic Geochemistry* 38: 1607–1624.
- Feakins, S.J. y A.L. Sessions. 2010. Crassulacean acid metabolism influences D/H ratio of leaf wax in succulent plants. *Organic Geochemistry* 41: 1269–1276.

- O'Leary, M.H. 1981. Carbon isotopic fractionation in plants. *Phytochemistry* 20: 553–567.
- O'Leary, M.H. 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *BioScience* 38 (5): 328–336.
- Osmond, C., W. Adams y S. Smith. 1989. Crassulacean acid metabolism. En: Percy, R., J.R. Ehleringer, H. Mooney y P. Rundel (Eds.), *Plant Physiological Ecology*. Chapman and Hall, New York, pp. 258–280.
- Smith, B.N. y S. Epstein. 1971. Two categories of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios for higher plants. *Plant Physiology* 47: 380 – 384.
- Swap, R.J., J.N. Aranibar, P.R. Dowty, W.P. Gilhooly III y S.A. Macko. 2004. Natural abundance of  $^{13}\text{C}$  and  $^{15}\text{N}$  in  $\text{C}_3$  and  $\text{C}_4$  vegetation of southern Africa: patterns and implications. *Global Change Biology* 10: 350 – 358. doi: 10.1046/j.1529-8817.2003.00702.x.