



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## FACULTAD DE CIENCIAS

**“Variaciones del registro de material terrígeno  
encontrado en sedimentos marinos del Golfo de  
California, y su relación con cambios climáticos de  
los últimos 27 mil años AP.”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A :

**Astrid Jocelyn Mora Rivera**

DIRECTORA DE TESIS:

**Dra. Elsa Arellano Torres**

Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 2019





Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

**1. Datos del alumno**

Mora  
Rivera  
Astrid Jocelyn  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Facultad de Ciencias  
Ciencias de la Tierra  
312252146

**2. Datos de la tutora**

Dra.  
Elsa  
Arellano  
Torres

**3. Datos del sinodal 1**

Dra.  
Beatriz  
Ortega  
Guerrero

**4. Datos del sinodal 2**

Dr.  
Juan José  
Kasper  
Zubillaga

**5. Datos del sinodal 3**

Dra.  
Ana María Lizeth  
Caballero  
García

**6. Datos del sinodal 4**

Dr.  
Enrique Hiparco  
Nava  
Sánchez

**7. Datos del trabajo escrito**

Variaciones del registro de material terrígeno encontrado en sedimentos marinos del Golfo de California, y su relación con cambios climáticos de los últimos 27 mil años AP  
74 p  
2019

## Índice

Agradecimientos .....	6
Resumen .....	8
<b>1. Introducción</b> .....	9
1.1 Antecedentes .....	9
1.2 Hipótesis.....	11
1.3 Objetivos .....	12
1.3.1 Objetivos generales.....	12
1.3.2 Objetivos particulares .....	12
<b>2. Área de estudio: Golfo de California</b> .....	13
2.1 Geología .....	13
2.2 Clima .....	15
2.3 Oceanografía.....	21
2.4 Surgencias eólicas y productividad biológica .....	25
2.5 Tipos de sedimentos dentro del golfo .....	25
2.6 Teleconexiones .....	29
<b>3. Metodología</b> .....	31
3.1 Núcleo sedimentario marino .....	31
3.2 Modelo de edad y tasa de acumulación de masa .....	31
3.3 Análisis de tamaño de grano.....	32
3.4 Análisis de series de tiempo .....	34
3.5 Identificación puntual del origen de los granos gruesos .....	34
<b>4. Resultados</b> .....	36
4.1 Descripción del núcleo .....	36
4.2 Modelo de edad .....	38
4.3 Tamaño de grano .....	38
4.4 Análisis de Weibull.....	41
4.5 Series de tiempo .....	41
4.6 Microsonda de Barrido .....	42
<b>5. Discusión</b> .....	48
5.1 Componentes de tamaño de grano como indicadores de entrada de material terrígeno. ....	48

5.2 Reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática.....	53
5.3 Series de tiempo .....	61
<b>6. Conclusiones</b> .....	<b>64</b>
<b>Referencias</b> .....	<b>66</b>

*"El mar, una vez que ejerce su hechizo, mantiene a uno en su red de maravillas para siempre."*

*Jacques Cousteau*

## Agradecimientos

Primero que todo, quiero agradecer a mis padres Martha Silvia Rivera Romo y Antonio Mora Navarro por darme la oportunidad de estudiar, día con día en cada uno de sus esfuerzos y sacrificios siempre apoyándome en todo. Por siempre procurarnos y darnos lo mejor. Infinitas gracias, porque sin ustedes no sería nada de la persona que soy ahora.

A mi hermano, Yael, por ser siempre mi compañero de vida, aventuras y mi ejemplo a seguir, por tantos enojos, peleas, llantos, pero sobre todo por esos momentos de risas y carcajadas. Por siempre motivarme a seguir adelante y nunca darme por vencida. Por siempre estar a mi lado, sin que fueran necesarias unas palabras, porque sé, que siempre estás conmigo.

Gracias a la Dra. Elsa Arellano, por permitirme realizar el servicio social y de un momento a otro terminé haciendo la tesis. Gracias por ser una inspiración, por siempre mostrarnos el gusto por lo que nos enseña, en especial del océano y que lo comparte con todos sus alumnos. Gracias por permitirme conocerla un poco más, por esos momentos de pláticas y risas en el cubículo que hacían mas ameno el día. Gracias a ella, conocí dos compañeras de laboratorio, ahora amigas.

Una de ellas Paola Vázquez, gracias por tantas horas compartidas para realizar nuestra tesis, siempre te recordaré con una sonrisa de oreja a oreja, siempre tan alegre y recordando los pocos, pero sinceros momentos que pasamos, en especial en La Paz, donde pude conocer la increíble persona, y muy especial que recordaré con gran cariño.

A los doctores revisores Dra. Lizeth Caballero, la Dra. Beatriz Ortega, Dr. Enrique Nava y Dr. Kasper Zubillaga que se tomaron el tiempo, por sus comentarios y revisiones en mejora de este trabajo

A la UNAM, por darme todo. Desde hace ocho años he recibido la mejor educación y he conocido personas que actualmente forman parte importante de mi vida.

A la facultad de Ciencias, por ser mi segunda casa durante la licenciatura, donde conocí gente muy especial y que me llevaré siempre. Pero, quiero agradecer especialmente a una persona que llegó repentinamente y que sin pensarlo se volvió parte muy importante en mi vida, por compartir tantos momentos en tan poco tiempo. Gracias por siempre apoyarme y estar a mí lado, gracias Guillermo.

Al programa UNAM-PAPIIT con clave IA105517 por permitirme participar en este proyecto y apoyarme en la realización de este trabajo que sin su apoyo no hubiera sido posible.

A Edith, de las primeras personas que conocí en la prepa sin pensar en lo importante que sería. Gracias por compartir sin duda de los mejores años durante la prepa por brindarme tu amistad. Gracias por siempre estar a pesar de la distancia y apoyarme siempre.

A mis amigos, los cuales conocí durante la carrera y compartí muchos momentos, con los que siempre fue un gusto compartir clases, practicas de campo y una que otra fiesta. A ellos Andy, Clau, Diego Cabrera, Diego Herrera, Emiliano, Héctor, Juan, Marcos Mata, Meche, Melisa, Mina, Monse, Susana. Con unos mas que otros, pero siempre hicieron que el paso por la facultad fuera mucho más divertido.

## Resumen

Se trabajó con el núcleo sedimentario marino AII 125-8 JPC 20, localizado en la cuenca del Carmen, Golfo de California, B.C.S., en donde se estudiaron los sedimentos marinos considerando su composición y el tamaño de las partículas para determinar su origen, transporte y/o mecanismo de depósito durante los últimos 28 ka AP. En este trabajo, evaluamos la premisa de que las muestras de grano grueso representados por limo medio a grueso (11.05-37.16  $\mu\text{m}$ ) son transportadas por aportes fluviales en episodios breves de suspensión, mientras que las muestras de grano fino (0.71-2.67 $\mu\text{m}$ ) son transportadas por el viento y son depositadas a grandes distancias desde el continente.

Empleando modelos de distribución de Weibull se determinaron los intervalos de tamaño de grano más importantes dentro del sedimento, mediante análisis de series de tiempo se determinaron las periodicidades presentes en el registro (años/ciclo), se compararon con periodicidades climáticas conocidas y a su vez se relacionaron con registros continentales regionales, que coinciden temporalmente con nuestros registros; finalmente, se lograron identificar tres periodos climáticos: *glaciar* (28 – 18 ka cal AP), *desglaciación* (18 – 11.7 ka cal AP) e *interglaciar* (11.7 ka cal AP hasta la actualidad).

En el periodo glaciar se encontró evidencia que el transporte fluvial fue dominante, debido a que la región subtropical húmeda-seca, trajo inviernos húmedos y veranos con niebla, en respuesta a la presencia del casquete Laurentino, y a la migración al sur de la ZCIT. La plataforma continental pudo estar más expuesta, determinado por la insolación de verano que controló la variabilidad climática al final del Pleistoceno e inicios del Holoceno. En el periodo de desglaciación, el nivel del mar cambió a  $\sim -60$  m relativo al actual, debido a un incremento en la insolación de verano. El tamaño de los casquetes de hielo y la corriente de chorro de Norteamérica disminuyeron en tamaño e intensidad, así como la cantidad de escorrentía debido a la migración de la ZCIT al norte, causando aumento en las temperaturas del hemisferio Norte. Durante el periodo interglaciar, al inicio del Holoceno, se cree que el inicio de las condiciones secas actuales podría estar localizado entre 9 a 5 ka cal AP. Se sugiere que las variaciones a largo plazo están relacionadas con los cambios de la insolación de invierno, la posición de la corriente de chorro y la Alta subtropical.

# 1. Introducción

Estudiar el paleoclima es fundamental para entender la variabilidad climática desde escalas de tiempo milenarias hasta interanuales. Si entendemos el trasfondo de la variabilidad natural, que es fundamental para entender el cambio climático antropogénico, debemos concentrarnos en el clima del pasado más reciente (Mayewski *et al.*, 2004).

## 1.1 Antecedentes

El Golfo de California (GC) es una cuenca estrecha casi separada del Océano Pacífico por las montañas de la Península de Baja California, y al margen este del GC se encuentra la planicie costera y la Sierra Madre Occidental. El GC se encuentra comunicado con el Océano Pacífico en su parte sur y ha sido estudiado desde hace varias décadas por diversos motivos ya que tiene una alta tasa de sedimentación, en donde se conservan los registros de hace varios miles de años.

Van Andel (1964) realizó un extenso y minucioso estudio de los sedimentos marinos del GC y encontró que, en la región norte, la plataforma continental recibe principalmente sedimento del Río Colorado. En la región central dominan las diatomitas, mientras que en la región sur predomina el material terrígeno de grano muy fino a pesar de la cercanía a la fuente de los sedimentos fluviales. En las regiones central y sur del GC en el margen oriental hay evidencia de una plataforma ancha donde se depositan los sedimentos y domina la entrada de material terrígeno. La plataforma del margen occidental es estrecha y principalmente erosiva.

Anderson *et al.* (1990), Anderson, (1996), Calvert, (1966), Pike y Kemp (1997) empezaron a observar sedimentos laminados y pensaron que eran influenciados directa y naturalmente por la variabilidad natural. De hecho, en la variabilidad de ciclos anuales registrados en las laminaciones se observaron intercalaciones claras y oscuras. Las láminas claras corresponden principalmente a material biogénico, compuesto por cocolitoforidos y diatomeas y las láminas oscuras corresponden a materia orgánica y material terrígeno. Posteriormente, se encontró que existe una relación estacional en el flujo de ópalo hacia el sedimento siendo mayor a inicios de invierno, luego disminuye durante primavera, y es mínimo durante verano

y otoño, aunque existe un bajo flujo litogénico durante invierno y primavera, pero alto en verano-otoño (Pike y Kemp, 1997). Por otro lado, la entrada de sedimento eólico durante el verano es más importante que la entrada fluvial, debido a que se forman tormentas convectivas en el desierto de Sonora (Thunell *et al.*, 1993), razón por la cual en este periodo el sedimento está más húmedo y por tanto menos disponible para su movilización por el viento.

Kluesner *et al.* (2013) realizaron un perfil sísmico de alta resolución en el centro de expansión de la cuenca del sur de Guaymas. La interacción entre las fluctuaciones impulsadas por el clima en el suministro de sedimentos y los cambios dinámicos en la fisiografía de la cuenca es un proceso fundamental de la evolución del rift de la cuenca que no se conoce bien. Proponen que los aumentos en el suministro de sedimentos y el material terrígeno durante los períodos glaciares fueron causados por una combinación de: 1) aumento en la erosión de Baja California durante los períodos fluviales, correspondientes a los máximos glaciares del Hemisferio Norte; 2) aumento del suministro de sedimentos provenientes de la Sierra Madre Occidental, debido a la presencia de abanicos aluviales de los ríos Yaqui y Mayo y por los estudios de proveniencia de limos y arenas (Van Andel, 1964); y 3) el desvío de sedimentos en la plataforma continental y el talud a las cuencas de aguas profundas cuando las masas continentales se encontraban por debajo del nivel del mar. Sin embargo, se desconoce cuál de estos tres procesos pueden ser identificados en el registro sedimentario.

Como una justificación y contribución de este trabajo está el contribuir al entendimiento de los vínculos entre la circulación oceánica, atmosférica, la biosfera y el continente, tomando como escenario la región del GC en los últimos 27 ka cal AP. A través del registro sedimentario de la región, ya que la mayoría de las investigaciones se han realizado en la región del Alto Golfo, la región central (Cuenca de Guaymas) y Bahía de La Paz.

## 1.2 Hipótesis

Mediante el análisis de paleo-indicadores ambientales como el tamaño de grano del sedimento, podremos identificar las condiciones ambientales, y determinar cuáles de estas corresponden a un cambio climático. La distribución y cambio del tamaño de grano en sedimentos marinos nos dará información sobre procesos de transporte, deposición y la identificación de procesos y mecanismos asociados.

Las arcillas o fracción fina menor a 10  $\mu\text{m}$  serán transportadas en las regiones altas de la atmósfera, principalmente por niveles superiores de viento provenientes de regiones áridas o semiáridas, en forma de polvo; mientras que la fracción gruesa o limo será transportada por vientos en superficie que se mueven de un sitio a otro, por episodios cortos de suspensión.

Basados en la premisa anterior, en condiciones húmedas cuando hay mayor lluvia el principal transporte sea fluvial, por lo cual arrastre tamaño de sedimento más gruesos. Mientras que, en condiciones secas, cuando no hay tanta humedad (la precipitación disminuyó), el único mecanismo que transporte los sedimentos es el viento, que acarrea tamaño de sedimento mucho más fino

## 1.3 Objetivos

### 1.3.1 Objetivos generales

Identificar las variaciones en los aportes de material terrígeno, a partir del análisis de tamaño de grano depositado en sedimentos marinos del margen occidental de la cuenca del Carmen en el Golfo de California (GC), Baja California Sur (B.C.S).

Conocer el origen de los distintos intervalos de tamaño de grano, reconocer su periodicidad e identificar eventos climáticos de los últimos 27,000 años AP que vinculen al océano con el continente, es decir que los eventos encontrados en el océano a través del núcleo sedimentario marino coincidan con los eventos reportados en la región continental, cercanos a la región del GC.

### 1.3.2 Objetivos particulares

- Identificar en el núcleo All-125-8 JPC20 del Golfo de California el contenido elemental de algunos granos (limo grueso y arena) para reconocer el medio de transporte, eólico o fluvial de los tamaños de grano presentes en los sedimentos terrígenos.
- Identificar en las secuencias de datos, eventos periódicos de escala suborbital a milenaria mediante análisis de series de tiempo, para reconstruir la variabilidad natural de los aportes terrígenos que se depositan en el océano.

## 2. Área de estudio: Golfo de California

El golfo de California (GC) es un mar semicerrado, ubicado en el margen nororiental del océano Pacífico, al NO de la República Mexicana entre los 23° a 31° 40'N y 106° a 115° W en sus límites extremos (Figura 1). Se caracteriza por ser un mar profundo, con una profundidad promedio que sobrepasa 1 km, estrecho de aproximadamente 1,000 km de largo y 150 km de ancho en promedio, con una superficie cercana a 160, 000 km<sup>2</sup>. El GC está limitado al occidente por la árida península de Baja California y al oriente por el desierto de Sonora, con un clima mayormente influenciado por el continente que por el océano. (Lavin & Marinone, 2003).

### 2.1 Geología

Evidencias geológicas indican que la formación del GC inició hace aproximadamente 12 Millones de años (Ma) durante el Mioceno, asociado con el fin de la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa de Norteamérica por la extinción del arco volcánico de Comondú. La apertura del GC ocurrió en dos fases principales: la fase del proto-golfo y la fase transicional de expansión del fondo oceánico (Lonsdale, 1989).

*Fase del proto-golfo (12-6 Ma)*, donde se produjeron las primeras cuencas oceánicas y las primeras incursiones marinas. La provincia extensional del golfo tuvo su origen en esta fase como consecuencia del movimiento de las placas Pacífico y Norteamérica. La placa del Pacífico empezó a moverse hacia el nornoroeste (8 Ma) a lo largo del antiguo límite de la placa de Farallón y de la placa de Norteamérica. Dicho desprendimiento tuvo como consecuencia el desarrollo de una zona de transtensión. Se ha deducido que esta zona fue el resultado de la división oblicua consecuencia del movimiento entre las placas Pacífico y Norteamérica. En esta fase el GC fue un mar somero, se profundizó paulatinamente conforme aumentó la separación y la subsidencia debido a la extensión de la corteza oceánica (Calmus *et al.*, 2017). La península de Baja California se comportó como una microplaca entre la placa del Pacífico y la placa de Norteamérica, limitada por dos sistemas de fallas paralelas, la falla de San Benito-Tosco-Abreojos al oeste y la provincia extensional del GC al este.

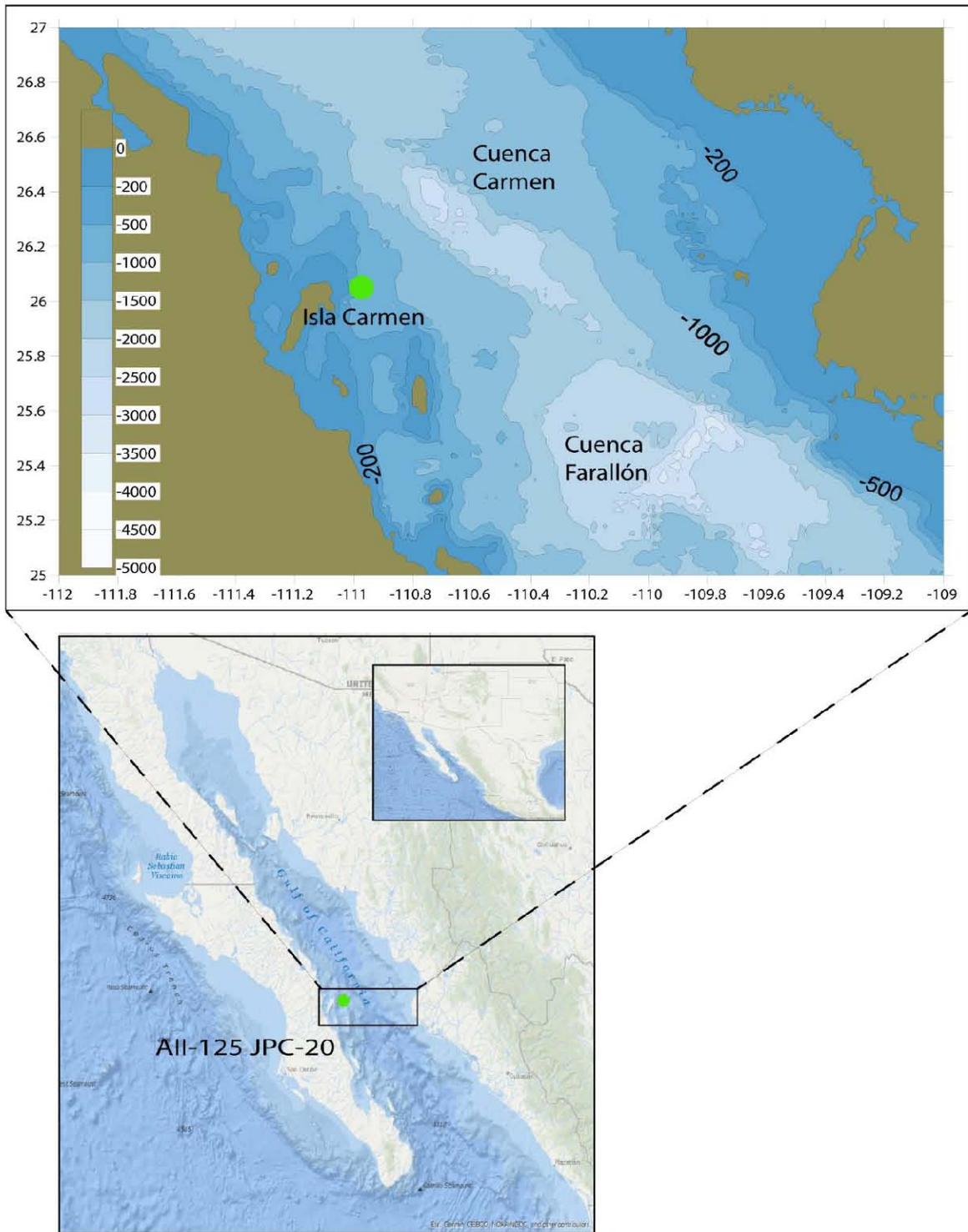


Figura 1 Golfo de California se muestra la localización de la Cuenca del Carmen (imagen derecha), del núcleo sedimentario con el que se trabajara en esta tesis (circulo verde, imagen izquierda), y la batimetría (m bajo el nivel del mar). Imagen tomada y modificada de (NOAA, 2018). <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathymetry/> y <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/>

*La fase transicional de expansión del fondo oceánico (6 Ma al presente)*, donde hubo expansión del fondo oceánico y creación de fallas transformantes. Al inicio de esta etapa, gran parte del movimiento transformante de las placas Pacífico-Norteamérica fue a lo largo de las fallas de San Benito-Tosco-Abreojos el cual terminó y se trasladó hacia el interior del continente (Lonsdale, 1989). En la región centro y sur, el límite entre la península de Baja California y la placa de Norteamérica se encuentra conformada por una serie de fallas transformantes y en el sur expansión del piso oceánico (Stock y Hodges, 1989). El régimen de extensión se evidencia por la existencia de cuencas cerradas como: Delfín, Sal si puedes, Tiburón, San Pedro Mártir, Guaymas, Carmen, Farallón, Pescadero, Mazatlán y Wagner (Figura 2). El ambiente marino en el golfo de California comenzó a establecerse hace 6.5 Ma. Los movimientos de extensión modificaron la geografía regional permitiendo la incursión progresiva de aguas marinas del sur hacia el norte.

Isla del Carmen se encuentra alineada en dirección nor-noreste, respecto a la costa de la Península de Baja California. La isla está conformada por rocas volcánicas del Mioceno cubiertas por rocas marinas del Mioceno-Plioceno (formaciones San Marcos Marquer y Carmen). En la costa noreste de la isla se encuentra un pequeño escudo o cono volcánico de flujo andesítico y en las grandes elevaciones se encuentran rocas calizas del Plioceno medio que lo cubren. Es posible que el levantamiento de las rocas calizas preceda a la erupción dado que no se han encontrado pruebas que indiquen erupciones submarinas cerca de Isla del Carmen (Carreño y Helenes, 2002).

## 2.2 Clima

El clima del GC está fuertemente influenciado por cadenas montañosas de 1 a 3 km de altura que se encuentran en casi toda la península de Baja California, y contribuye a cambios de temperatura anual e interanual. La cercanía con el desierto de Sonora y la árida península de Baja California le da un clima más continental que oceánico. Las precipitaciones medias anuales en la península son inferiores a los 500 mm, aunque con distribuciones diversas, generando lluvias de invierno en el noroeste y de verano en el sureste (Vidal-Zepeda y CONABIO, 1990)

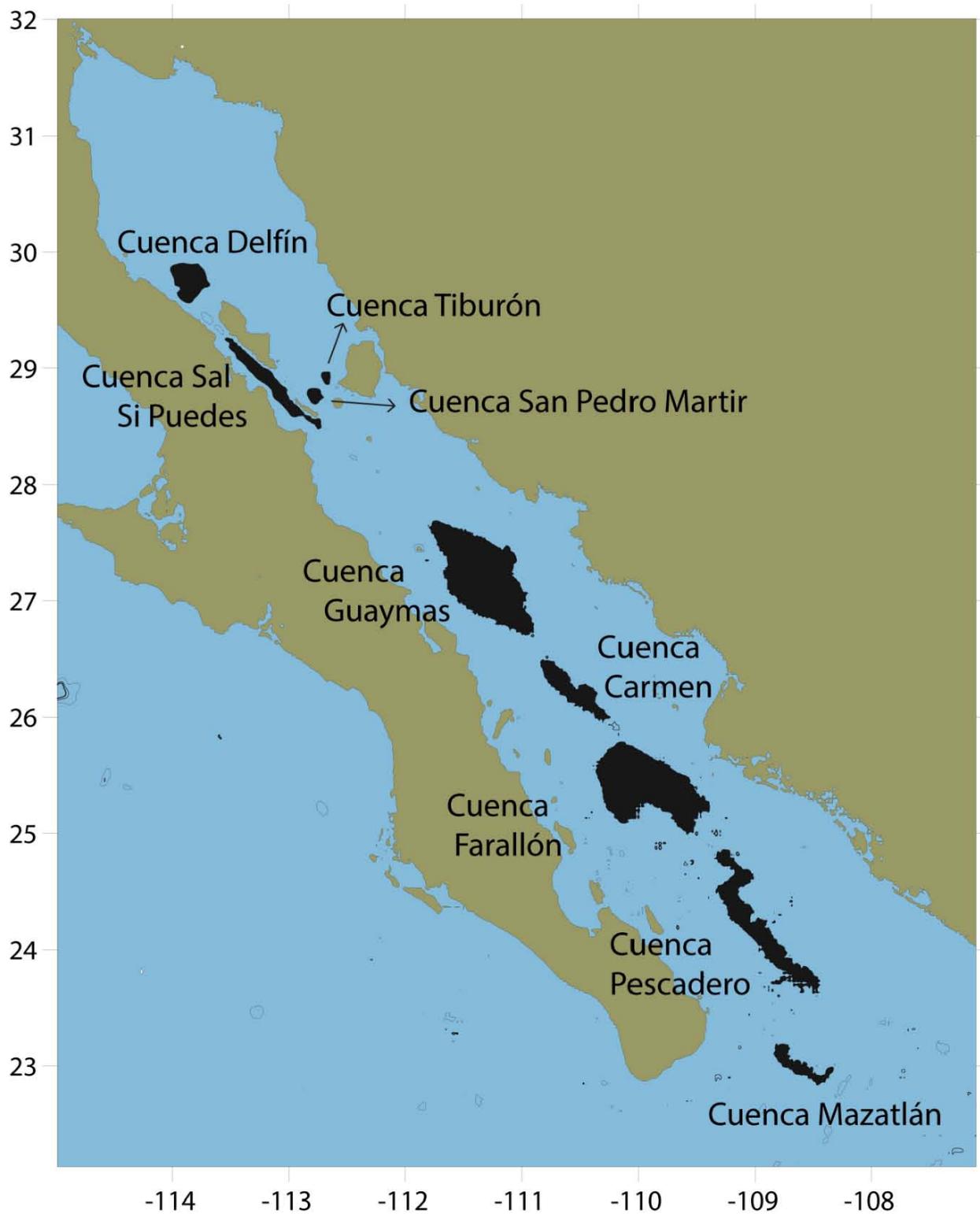


Figura 2. Localización de las principales cuencas del Golfo de California y la línea continua marca el límite de la falla transformante. Modificado de (Calvert, 1966).

El GC se encuentra en la zona subtropical de altas presiones, que origina vientos descendentes, y coincide con otros sitios áridos en el mundo que se localizan cerca de los 30° de latitud. Los sistemas de altas presiones subtropicales se asocian con aire caliente descendente y la baja humedad relativa que traen consigo condiciones secas, cálidas y cielos despejados sobre las áreas donde se posicionan, causantes de la aridez de la región. La formación de estos sistemas está relacionada con la circulación atmosférica que es importante en el proceso de transferencia de calor del ecuador a los polos. La radiación solar incidente y el calentamiento en superficie son mayores cerca del Ecuador, donde se localiza la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) con actividad de tormentas convectivas. El aire ascendente que se transporta desde la ZCIT se mueve hacia los polos y desciende a los 30° de latitud, relacionándose con la formación de los sistemas de alta presión subtropicales en superficie que influyen en la variabilidad de la precipitación desde escalas estacionales a decenales (Brito-Castillo *et al.*, 2010).

El cinturón de altas presiones cerca del GC se separa en dos centros anticiclónicos debido a la presencia continental, el anticiclón de Bermuda-Azores al E y el anticiclón semipermanente del Pacífico al O (Salinas-Zavala *et al.*, 1998). La región norte del GC se encuentra en el área de altas presiones que oscilan estacionalmente entre dos centros anticiclónicos que determinan el clima árido y poco nuboso sobre la mayor parte del GC. En el margen occidental de Norteamérica, la región norte es afectada durante todo el año por las masas de aire provenientes del oeste, pero las regiones sur y centrales son afectadas por vientos de invierno provenientes del oeste y noroeste. En la costa del Pacífico oriental, se han delimitado dos zonas térmicas, una de ellas cálida con temperatura mayor a 22°C, que abarca la región noroeste, centro y sur, y una semicálida con temperaturas entre 18 y 22°C que incluye el área noreste (Hernández, 1989).

En el NO de México los extremos climáticos anuales, se pueden resumir de la siguiente forma. En el verano, los vientos superficiales soplan desde el sur, debido a que se encuentra una alta presión sobre el Pacífico subtropical y una baja presión sobre el desierto de Sonora (Figura 3), que en el océano intensifican la Corriente Norecuatorial (CNE) y el desarrollo

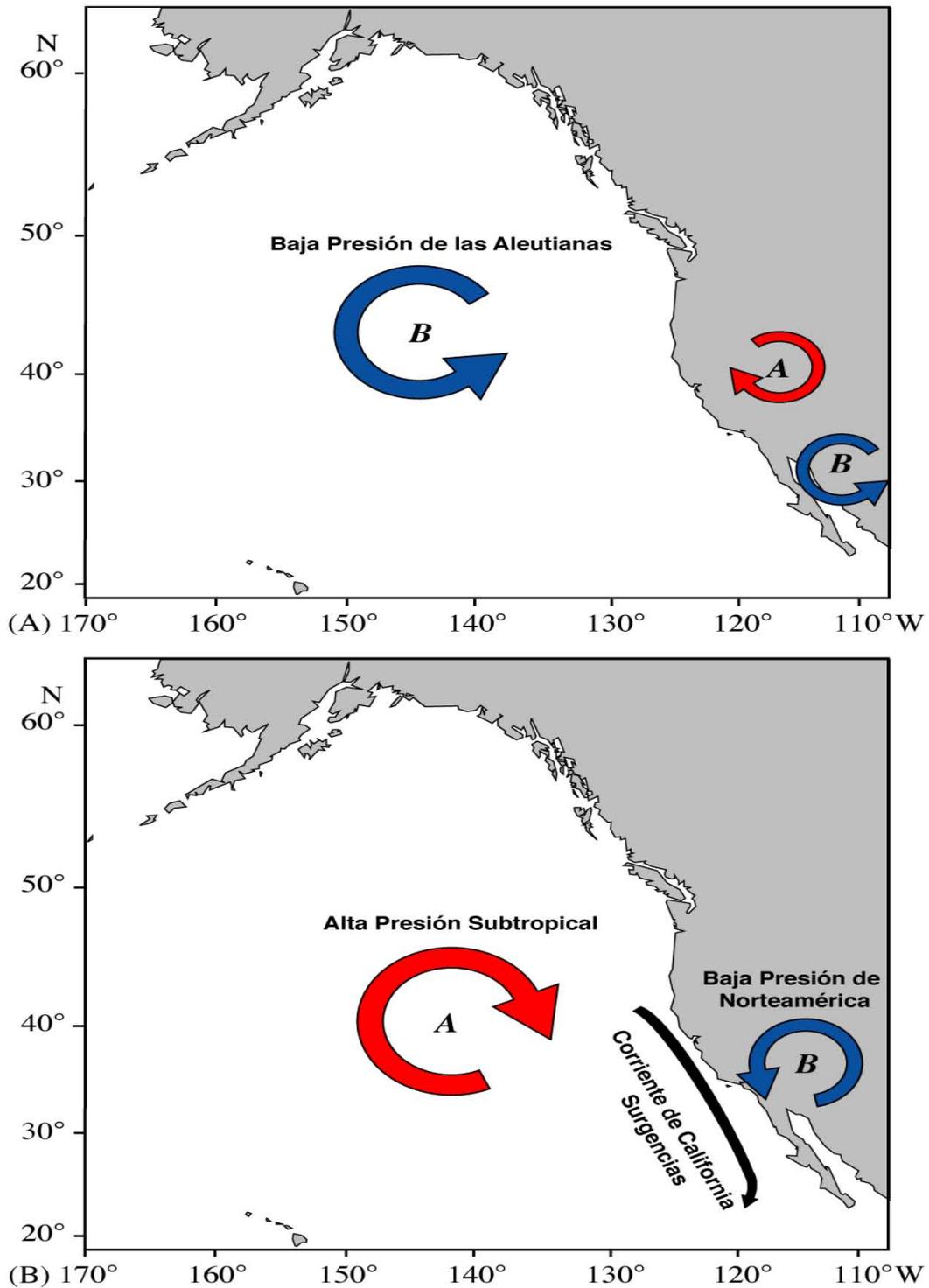
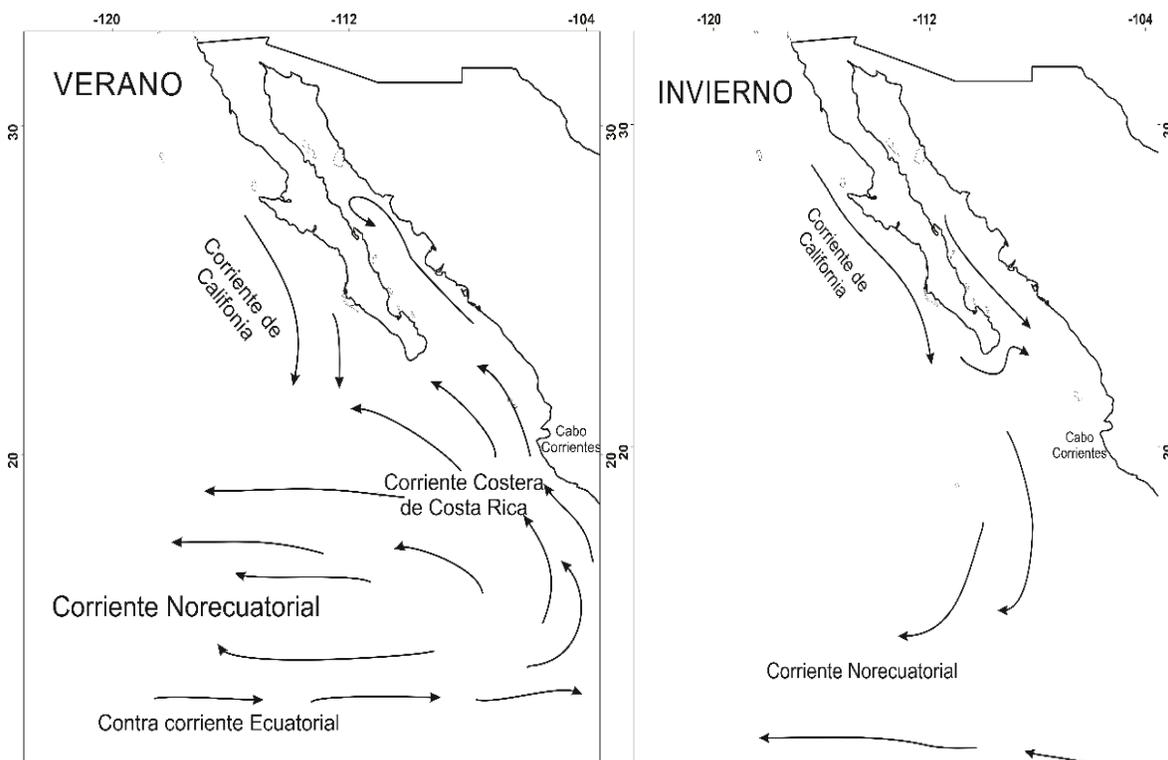


Figura 3. A) Circulación atmosférica de invierno, fuertes lluvias al NO del GC. La baja presión de las Aleutianas se sitúa al NO del GC sobre el Pacífico, sobre el GC se sitúa otra baja presión y al norte del GC se sitúa una alta presión. B) Circulación atmosférica de verano resulta en fuertes surgencias asociados a la Corriente de California, precipitación monzónica sobre el SO de Norteamérica y NO de México. Fortalecimiento de la alta presión subtropical, la baja presión de Norteamérica se sitúa al noroeste del GC y transporte de agua del Pacífico Norte hacia el GC.

de la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) que transporta agua subtropical hacia el GC (Bernal, *et al.* 2001, Figura 4). La precipitación en este período es producto del transporte de humedad propiciado por el Monzón Mexicano. El monzón mexicano o de Norteamérica se observa como un ligero cambio en los patrones de circulación superficial de viento, durante el verano permite la entrada de humedad desde el sur e incrementa la actividad convectiva de tormentas en la región de Norteamérica que experimenta un cambio estacional de vientos similar que controla la precipitación de verano del sur y oeste de México y el suroeste de Estados Unidos. El monzón ocurre entre julio y septiembre cuando los vientos de niveles medios (3000 m de altitud) cambian de noroeste a sureste, de igual modo que el sistema de alta presión de las Bermudas que se encontraba al centro del Atlántico del este migra parcialmente hacia el noroeste de México y hacia el interior del suroeste de Estados Unidos (Barron *et al.*, 2012).



*Figura 4. Representación esquemática del Pacífico este y patrones de circulación oceánica superficial durante la estación de verano (vientos del sur débiles relacionados con el flujo de agua superficial del Pacífico tropical del este que entra al golfo) y durante invierno (fuertes vientos del noroeste en el golfo y el flujo de agua superficial hacia fuera).*

La actividad de tormentas de la estación monzónica de verano (julio a septiembre) puede producir grandes cantidades de precipitación sobre el centro y norte de México y es conducida por la migración al norte de la ZCIT (Barron et al., 2012; Brito-Castillo, 2010). El monzón de Norteamérica cambia la circulación atmosférica y el incremento de la actividad convectiva en México. Además, los huracanes y tormentas tropicales alcanzan su desarrollo máximo durante septiembre y octubre (Bernal, *et al.* 2001). En verano, la temperatura incrementa y las diferencias de temperatura entre una costa a la otra suelen superar los 10°C. La precipitación en el GC es mayor del lado E que del O. La región norte del golfo es seca y similar a un desierto con lluvias menores a 100 mm/año, mientras que en la región sur las lluvias son cercanas a 1,000 mm/año (INEGI, 2014).

Por otro lado, en invierno, la intensificación de la baja presión de las Aleutianas domina sobre el Pacífico Norte, mientras que una alta presión del Pacífico se estabiliza al NO del GC, generando vientos de gran intensidad (Figura 3). Las lluvias son escasas por la intensificación del centro de baja presión de las Aleutianas, o por el desplazamiento sureño del frente polar (Bernal, *et al.* 2001). En invierno, la temperatura disminuye hacia el interior del golfo, y existen pequeñas diferencias de temperatura entre el golfo y las costas del Pacífico. En el lado oriental del GC, en las costas de Sinaloa y Sonora, la temperatura sobre el continente incrementa ~ 2°C en comparación con la península de Baja California.

El ciclo anual de la TSM en la región centro y sur del golfo de California (SGC) presenta dos estaciones bien definidas. Durante verano-otoño, los valores más elevados (27-31°C) ocurren cuando la insolación es mayor y los vientos más débiles del SE acarrear por advección aguas cálidas tropicales hacia el golfo. Durante invierno-primavera, los niveles de insolación son más bajos por la influencia de los vientos del NO que son los causantes del enfriamiento de las aguas superficiales (21-24°C) (Bernal, *et al.* 2001). El periodo principal de lluvias ocurre durante agosto y septiembre (Figura 5). Las lluvias de verano presentan mayor variabilidad, debido a tormentas tropicales que ocasionalmente alcanzan la punta de la Península de Baja California. El GC recibe el aporte de los ríos Mayo, Yaqui, San Lorenzo, Culiacán, Fuerte, Sinaloa, Aconeta y San Pedro como resultado de la escorrentía entre los meses de julio a septiembre (Martínez-Flores *et al.*, 2011) que corren por los valles de Sonora y fluyen hacia la costa del GC.

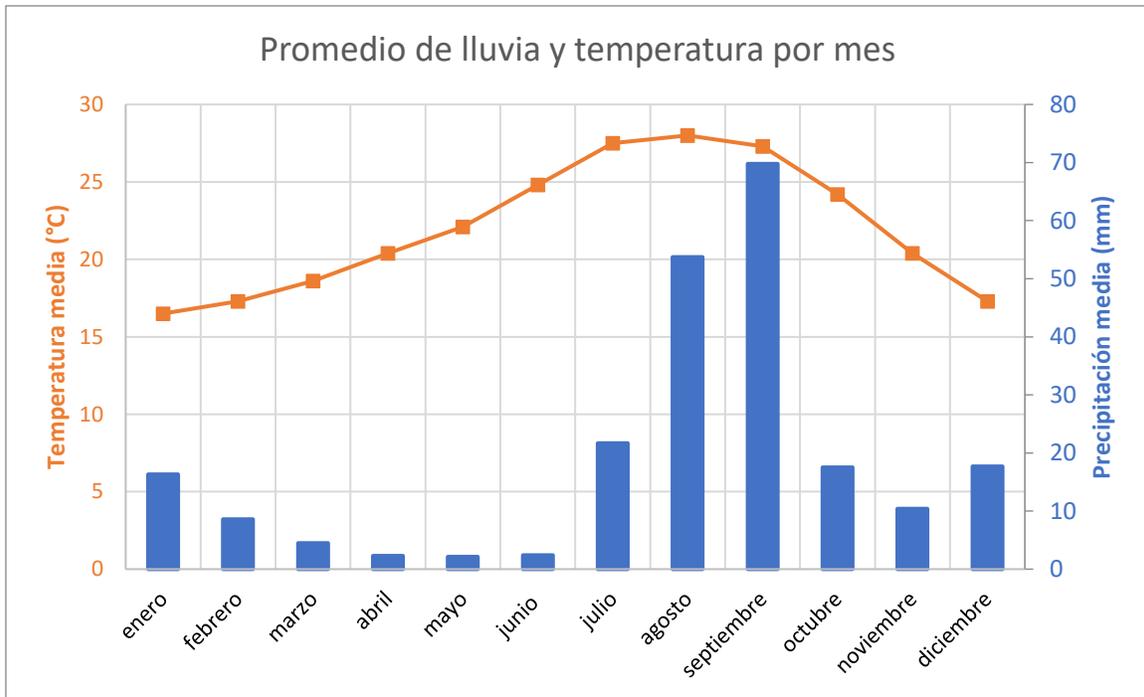


Figura 5. Promedio mensual de lluvia y temperatura media por mes, de todo el estado de B.C.S. Tomado de [www.weatherbase.com](http://www.weatherbase.com)

### 2.3 Oceanografía

Para su estudio, Lavin & Marinone (2003) dividieron el GC en 5 grandes provincias oceánicas (ver Figura 6): 1) La zona de entrada (*Entrance Zone*), que se encuentra en comunicación constante con el océano Pacífico tropical oriental, en promedio 3000 m; 2) La zona centro-sur del golfo de California (*SGC*), que abarca desde Cabo San Lucas hasta donde se encuentran las mayores profundidades en promedio 2000 m; 3) El archipiélago (*Archipelago*), cuya profundidad en promedio de 450 m; 4) La zona norte del golfo de California (*NGC*) cuya profundidad promedio es de 300 m y 5) La parte superior o alto golfo de California ( $31^{\circ}\text{N}$ , *UGC*), que tiene profundidades someras <30 m, debido a la acumulación de sedimentos provenientes del río Colorado.

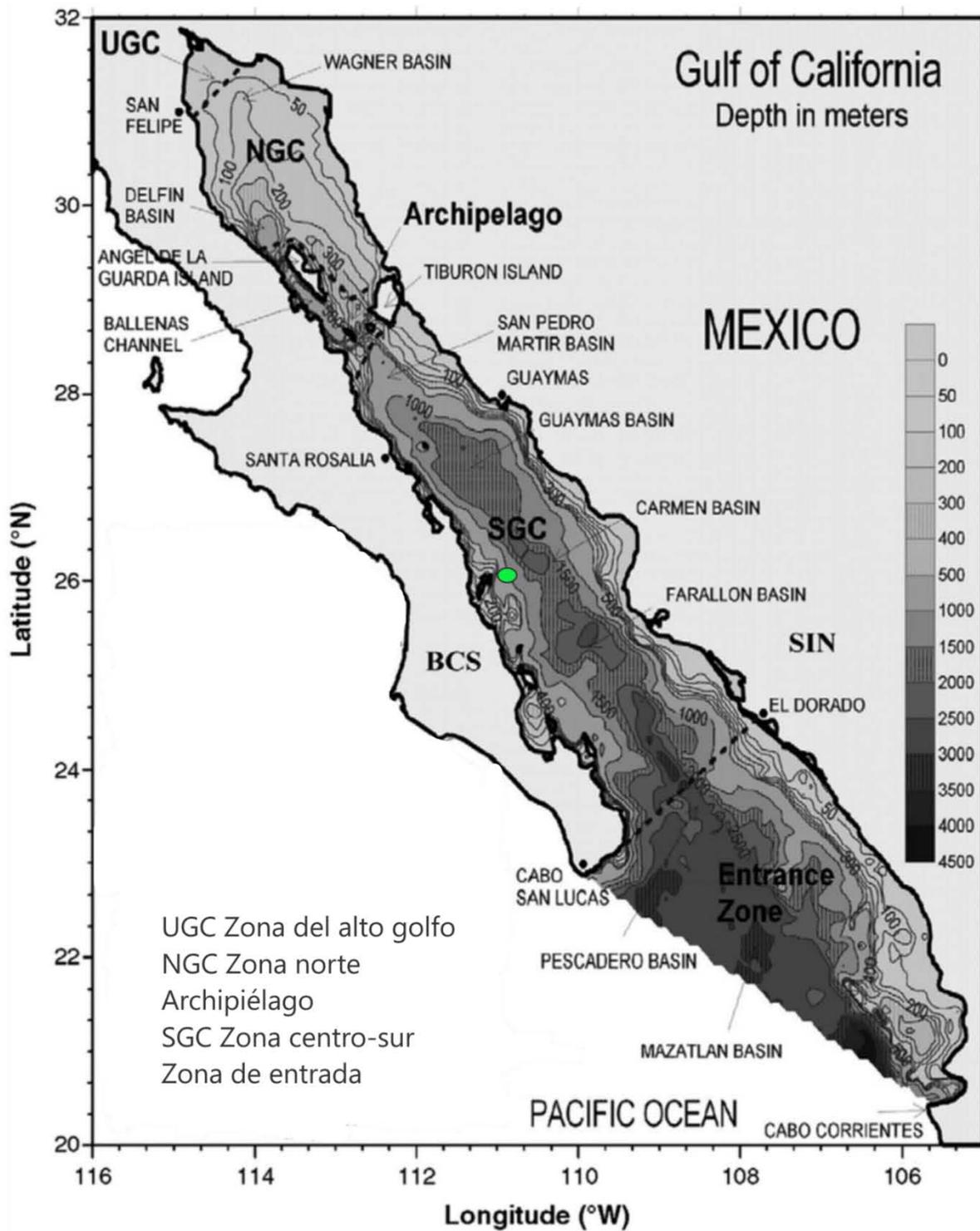


Figura 6. Mapa de batimetría con nombres de las cuencas y las divisiones de las 5 provincias que forman el golfo. Modificado de (Lavin y Marinone, 2003).

El viento superficial en el GC presenta un patrón estacional, producto de los cambios de los centros de presión atmosférica y al efecto de las cadenas montañosas que ambos lados controlan la inversión estacional de los vientos a lo largo del golfo. En otoño, invierno y primavera (noviembre a marzo) los vientos provienen del noroeste (NO) tienen velocidades de 8 a 12  $\text{ms}^{-1}$ , mientras que, en verano, vientos del sureste (SE) fluyen con una velocidad promedio menor o igual a 5  $\text{ms}^{-1}$  (Lavín y Marinone, 2003). Recientes observaciones satelitales en la zona sur del golfo de California sugieren que los cambios en verano ocurren en periodos de pocos días.

Existe una relación de causa-efecto entre los patrones de viento y la circulación superficial del océano. La ZCIT impone el movimiento latitudinal de los sistemas de corrientes ecuatoriales que determina que tan al sur se desplazará la corriente de California (CC) y que tan al norte se moverá la corriente costera de Costa Rica (CCCR). Durante el verano, la CCCR se dirige hacia el norte a lo largo de la costa oriental del golfo, entra al GC y a los  $\sim 28^{\circ}\text{N}$  se dirige hacia el sur. En invierno la corriente de California se desplaza hacia el sur cerca de Cabo Corrientes ( $\sim 20^{\circ}\text{N}$ ) ingresa al GC y sube hasta  $\sim 28^{\circ}\text{N}$  a lo largo de la costa occidental del golfo (Marinone, 2003) (Figura 4).

El patrón de vientos en invierno y primavera genera grandes surgencias costeras. En invierno, los vientos del NO generan surgencias del lado oriental del GC. En verano, vientos que vienen del SE generan surgencias de menor extensión del lado occidental del GC.

Las masas de agua en el GC presentan la siguiente distribución vertical (Figura 7): (1) El agua superficial tropical (TSW por sus siglas en inglés) con salinidad ( $S$ )  $< 35$  y temperatura ( $T$ )  $\geq 18^{\circ}\text{C}$ ; (2) el agua del golfo de California (GCW por sus siglas en inglés)  $S \geq 35$  y  $T > 12^{\circ}\text{C}$ ; (3) el agua de la corriente de California (CCW por sus siglas en inglés) con  $S < 34.5$  y  $12 \leq T < 18^{\circ}\text{C}$ , se dirige hacia el sur a lo largo de la costa oeste del GC (aunque no aparece en la figura debido a que generalmente se ubica en la entrada del GC); (4) el agua subsuperficial subtropical (StSsW por sus siglas en inglés) se encuentra aproximadamente entre 150-500 m, con  $34.5 < S < 35.9$  y  $9 \leq T \leq 18^{\circ}\text{C}$ ; (5) el agua intermedia del Pacífico (PIW por sus siglas en inglés), con  $S 34.5 \leq S < 34.8$  y  $T 4 \leq T < 9^{\circ}\text{C}$  cerca de los 900 m de profundidad, fluye hacia el GC a profundidades entre 500 a 1200 m, tiene valores bajos en oxígeno disuelto ( $< 0.5 \text{ ml/L}$ ) cuando entra al golfo y disminuye rápidamente cuando se mueve hacia el norte

debido a los flujos de carbono y utilización de oxígeno; y (6) el agua profunda del Pacífico (PDW por sus siglas en inglés), con  $S > 34.5$  y  $T < 4^{\circ}\text{C}$ , pero su salinidad aumenta conforme aumenta la profundidad (Lavín y Marinone, 2003).

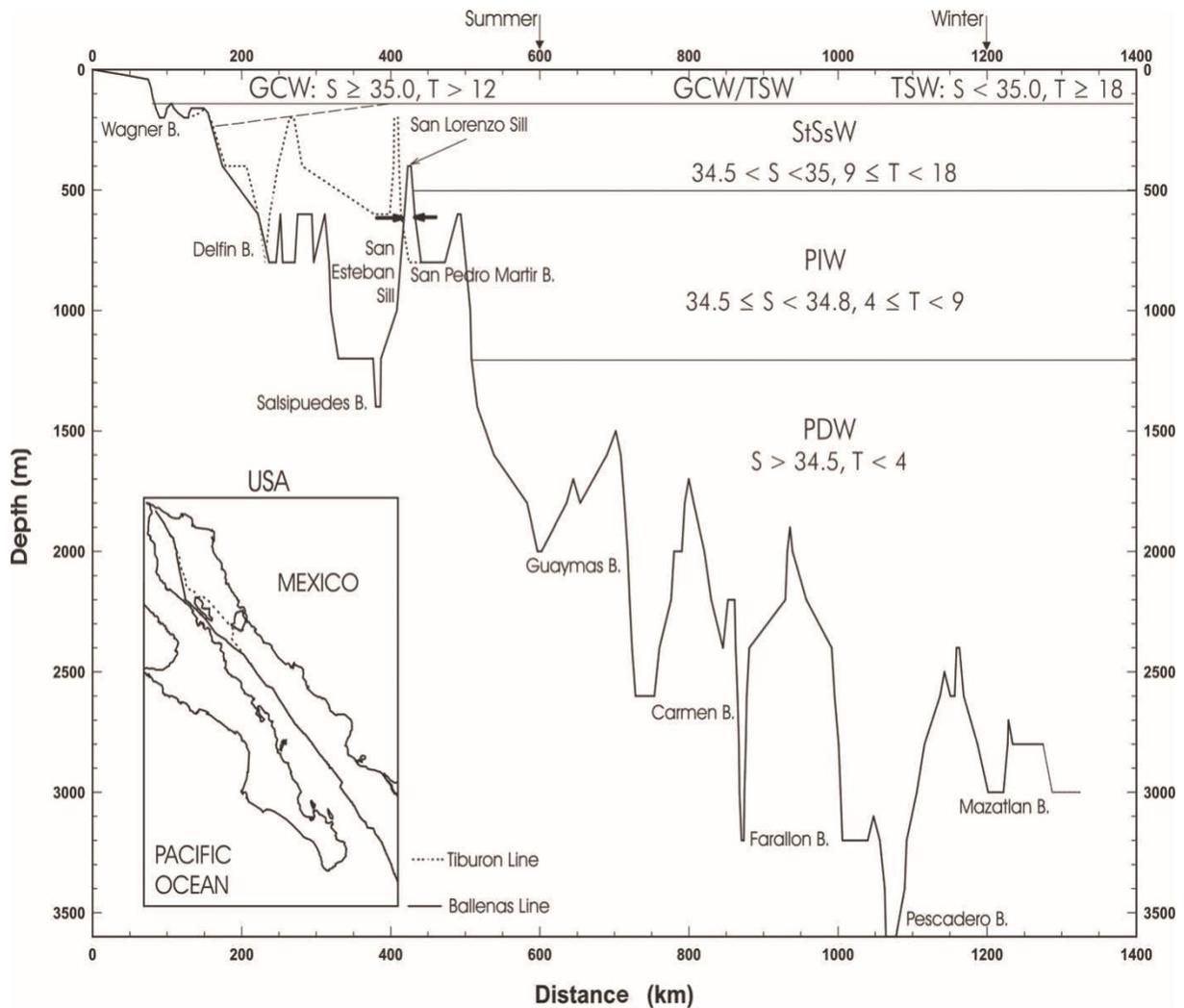


Figura 7. Vista lateral de la distribución de masas de agua en el golfo de California. La batimetría se muestra en el mapa del recuadro a lo largo de las líneas mostradas. Tomado y modificado de (Lavín y Marione, 2003). El agua superficial tropical (TSW por sus siglas en inglés), el agua del golfo de California (GCW por sus siglas en inglés), el agua subsuperficial subtropical (StSsW por sus siglas en inglés), el agua intermedia del Pacífico (PIW por sus siglas en inglés) y el agua profunda del Pacífico (PDW por sus siglas en inglés).

## 2.4 Surgencias eólicas y productividad biológica

El GC es una región ideal para realizar reconstrucciones paleoceanográficas ya que presenta altas tasas de sedimentación, alta productividad y los sedimentos se preservan muy bien debido a la influencia de zona de oxígeno mínimo que se encuentra dentro de las aguas intermedias del Pacífico. La reversión de los vientos estacionales y la ruptura de la termoclina durante el otoño, marcan el inicio de la temporada de surgencias eólicas costeras y la divergencia que advecta los nutrientes de las aguas profundas a la superficie (Pike & Kemp, 1997). Las diferencias de temperatura y salinidad generan un sistema de corrientes que varían en su contenido y disponibilidad de nutrientes, siendo más intensas en primavera (abril-junio) que el resto del año, generando una enorme productividad biológica (Calmus *et al.*, 2017).

En cuanto al tipo de producción biológica, estudios realizados en la cuenca de Guaymas y del Carmen (Thunell *et al.*, 1994, 1996; Thunell, 1998) revelan un máximo en el contenido de sílice biogénico que en su gran mayoría es empleado por diatomeas, silicoflagelados y en radiolarios, que coincide con el inicio de los vientos de NO (noviembre-diciembre). El segundo máximo de organismos silíceos ocurre durante finales de invierno e inicios de primavera (febrero a marzo) y se relaciona con la surgencia costera que es muy fuerte a lo largo del margen continental, pero es muy pequeño comparado con la surgencia de finales de otoño.

## 2.5 Tipos de sedimentos dentro del golfo

En el GC, los cambios en la productividad en superficie son responsables del transporte vertical de material biogénico hacia el fondo oceánico (Thunell, 1998). Los lodos hemipelágicos tienen un alto contenido de carbono orgánico especialmente en la zona de oxígeno mínimo (300 a 800 m), donde las condiciones son ideales para que se preserven los ooze o lodos de diatomeas que muchas veces forman laminaciones delgadas alternadas (Lonsdale, 1989), debido a que los patrones de viento afectan la productividad de las aguas superficiales.

La naturaleza y la cantidad de sedimento terrígeno depositado en el GC está fuertemente influenciado por varios factores: 1) litología de la cuenca, 2) variaciones estacionales en

patrones de precipitación y escorrentía, y 3) patrones de circulación oceánica que influyen en la dispersión (Baba, 1986).

La región norte del GC tiene una fuente importante de sedimento. Por un lado, el Alto GC posee un área de sedimentos del río Colorado actualmente cubiertos por el océano, probablemente depositados durante el incremento del nivel del mar a inicios del Holoceno (Van Andel, 1964). Por otra parte, al sur del GC, la fuente de sedimentos únicamente pertenece a los márgenes oriental y occidental. Las cuencas del GC son principalmente rellenadas con sedimentos derivados del lado oriental, la amplia llanura costera oriental, los deltas rápidamente progradantes de los ríos Yaqui, Mayo y Fuerte y el largo y plano talud continental sugieren que el GC se ha llenado desde el margen oriental (Figura 8) (Van Andel, 1964). A lo largo del margen occidental, la plataforma continental está cubierta de sedimentos de grano grueso (arena limosa y limo arenoso), arenas calcáreas y calcoarenitas, pero al borde de la plataforma cambian a arcillas limosas calcáreas, estos sedimentos finos están ausentes en el margen oriental, donde predominan las arenas. Gran parte del margen occidental es muy árido y el sedimento es vaciado hacia el golfo por flujos ocasionales y se depositan en forma de abanicos aluviales y por procesos de erosión cercanos a la costa, ya sea por oleaje o mareas. (Van Andel, 1963).

Por otra parte, Baba (1986) realizó un estudio sedimentológico en el que obtuvo la distribución espacial de la textura del sedimento en el GC (Figura 9) con resultados similares a los obtenidos por Van Andel (1964). En general, la región norte del GC está cubierta por sedimento tamaño arenas en la porción este donde la profundidad es menor a 200 m. La región más profunda al oeste del norte del GC está cubierta por arenas arcillosas y arcillas limosas. En la región central y sur del GC, el margen oriental está cubierto por limos arcillosos con un decremento gradual del tamaño de grano hacia el oeste. Todas las cuencas y la mayor parte del margen occidental están cubiertos por arcillas limosas y pequeñas regiones donde se encontraron arenas se localizan entre los 24°N y 25°N.

El contacto entre los sedimentos orientales y occidentales está bien localizado al oeste del eje del golfo, al pie del talud occidental. En la región más al sur del GC, los sedimentos de aguas profundas son predominantemente terrígenos, así como biogénicos, con predominancia de diatomeas, coccolitoforidos, foraminíferos, radiolarios y materia orgánica particulada.

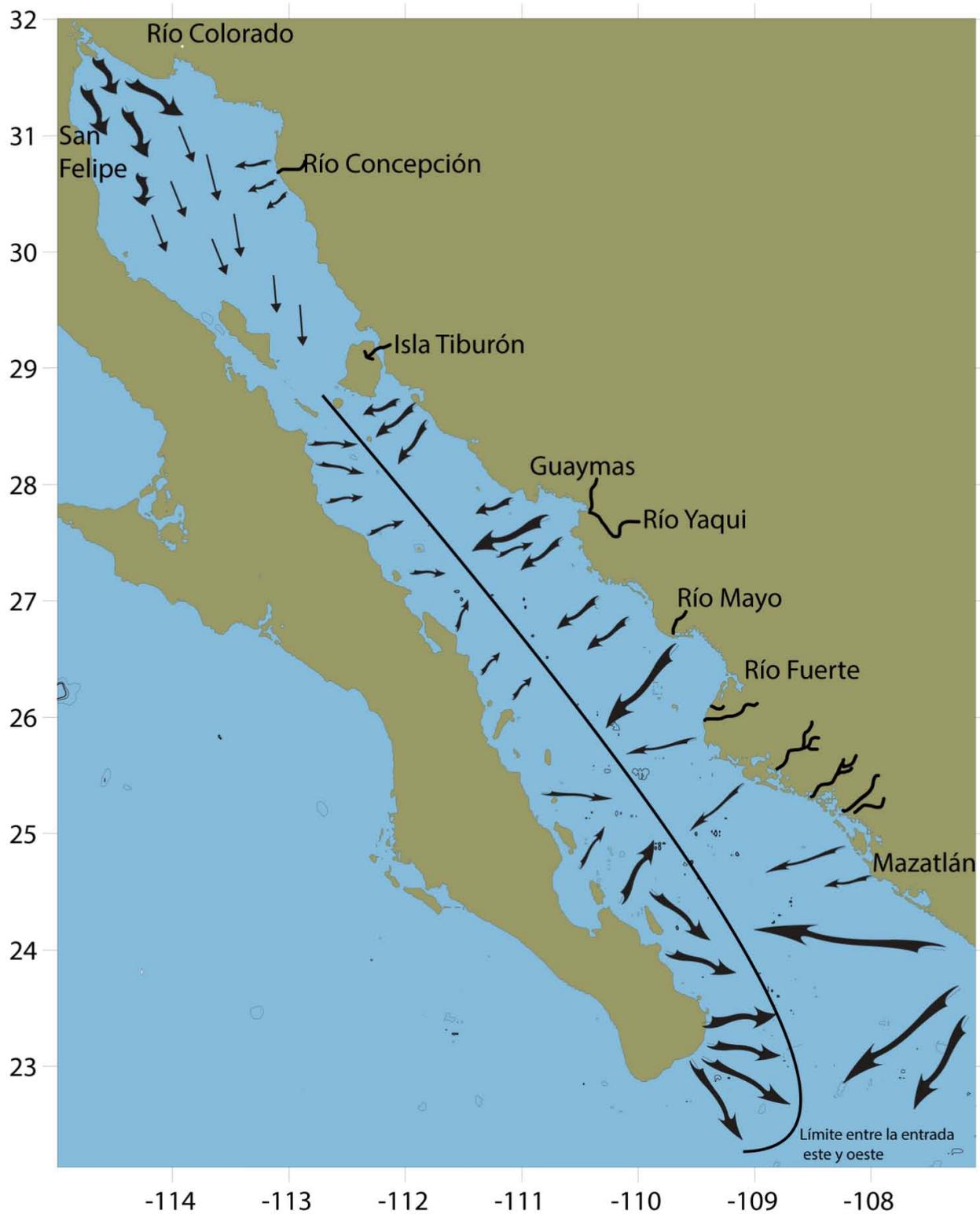


Figura 8. Fuentes y dispersión de sedimentos en el Golfo de California. Modificado de (van Andel, 1964). Se observa la dirección del transporte de sedimentos provenientes de los márgenes oriental u occidental.

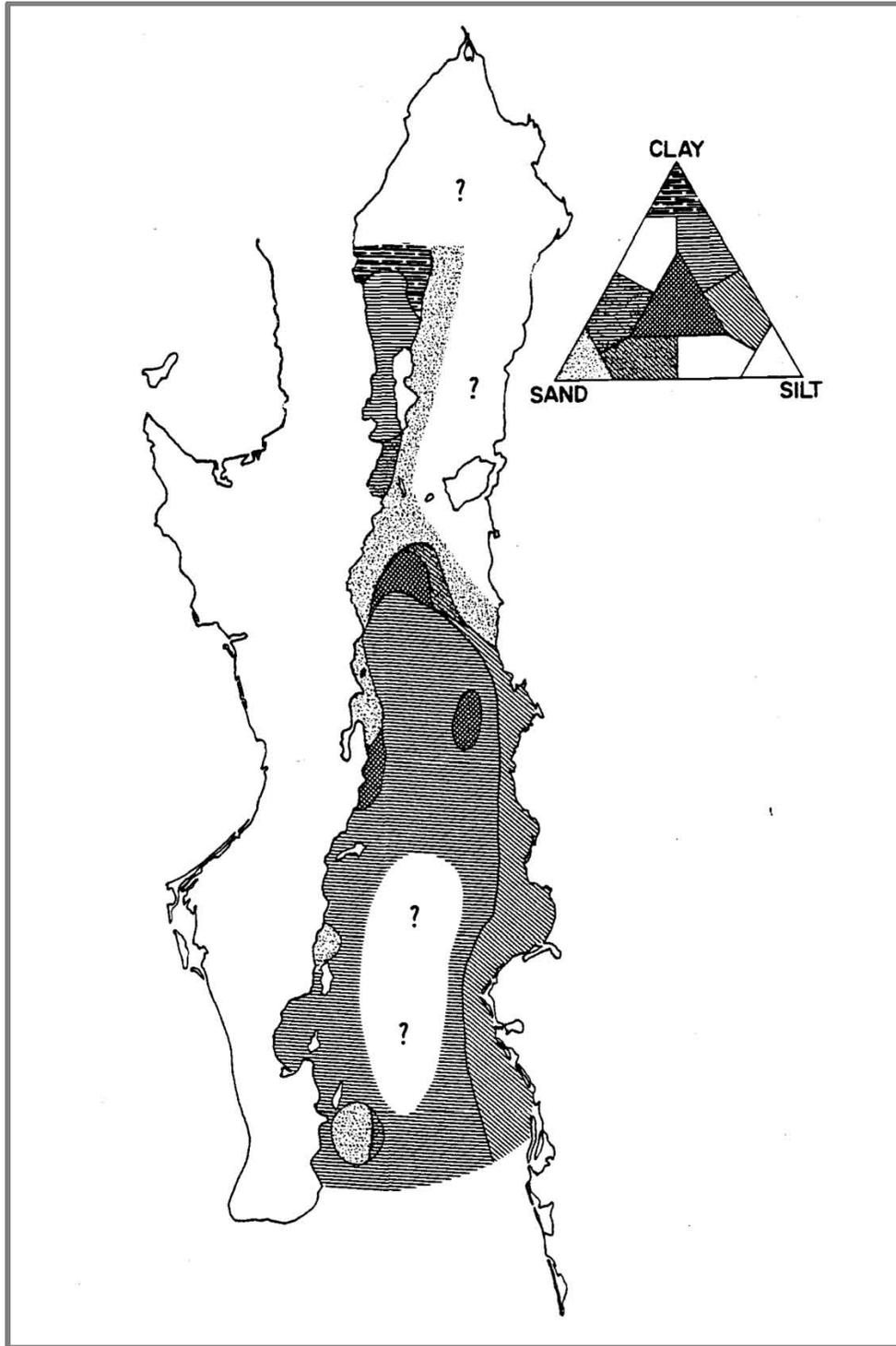


Figura 9. Distribución espacial de la textura del sedimento terrígeno en el GC. En el diagrama ternario se observan las tres principales componentes del sedimento (arenas, limos y arcillas). Tomado de (Baba, 1986).

Se ha argumentado que la textura del sedimento está casi controlada por el ambiente de deposición, e independiente a la fuente del sedimento y a las cuencas tectónicas (Folk, 1956). En la región norte y central del GC el sedimento de tamaño de grano fino predomina donde más de la mitad de estos depósitos son diatomáceos. En la región sur, la producción de sílice biogénico es menor con respecto a la entrada de material terrígeno, donde predominan las arcillas limosas tanto en las cuencas como en el talud continental. Por otro lado, las zonas donde las partículas son más gruesas claramente coinciden con la mayor entrada de sedimento (abanico de San Lucas, deltas del río Yaqui y Fuerte), siendo poco común encontrar capas de arenas al centro y sur del GC (Van andel, 1964).

Los tres tipos de sedimentos que se encuentran en las cuencas del GC son: (1) Región central, donde predomina la alta productividad causada por los patrones de surgencia y circulación que resultan en la deposición de sedimento con gran contenido diatomeáceo; (2) Región sur, los componentes biogénicos disminuyen y las arcillas limosas son homogéneas y relativamente pobres en carbono orgánico; (3) Región oceánica, que se encuentra fuera del golfo y es similar al tipo de sedimento del sur del golfo excepto por su más bajo contenido de carbono orgánico y una marcada predominancia de radiolarios y foraminíferos planctónicos (Van andel, 1964).

En los sedimentos marinos, los depósitos terrígenos provienen del continente y son transportados hasta las cuencas por dos principales mecanismos: eólico y fluvial (Rea, 1994). En el GC, durante invierno-primavera cuando los vientos del norte son fuertes, el polvo eólico es una importante fuente de sedimento terrígeno fino, así que la entrada de sedimento está fuertemente influenciada por las variaciones climáticas. Sin embargo, también se ha observado en los sedimentos del GC, un flujo litogénico durante el verano y otoño depositado durante la época de lluvias (Pike y Kemp, 1997).

## 2.6 Teleconexiones

La interacción océano-atmósfera que se da en puntos terrestres distantes es conocida como “teleconexión”, que origina modos persistentes y recurrentes de variabilidad de baja

frecuencia de presión atmosférica y anomalías de circulación oceánica. Las teleconexiones son una de las causas internas más relevantes de la variación del sistema climático (Méndez *et al.*, 2009).

En el GC, las anomalías de la TSMs es el mayor reflejo de cambios climáticos, tales anomalías son causadas por procesos que controlan los vientos y se han utilizado diferentes índices para documentar tales cambios, como son  $TEX_{86}^H$  y  $U_{37}^{K'}$ .

El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), es la interacción entre océano-atmósfera en el Pacífico tropical que resulta en una variación periódica (cada 2-7 años) de las condiciones normales de temperatura y la presión atmosférica del Pacífico Ecuatorial. La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) se describe comúnmente como un patrón de variabilidad climática similar al ENSO, que abarca el océano Pacífico y Norteamérica. En paralelo con el fenómeno de ENSO, las fases extremas de la PDO se han clasificado como cálidas o frías y se definen por las anomalías de temperatura en la región noreste y tropical del océano Pacífico (NOAA, 2019). Cuando la TSM es anómalamente fría en el interior del Pacífico norte y cálida a lo largo de la costa norteamericana y cuando la presión al nivel del mar se encuentra debajo del promedio sobre el Pacífico norte la PDO se encuentra en fase positiva. Mientras que cuando las anomalías de la TSM son cálidas en el interior y frías a lo largo de la costa de Norteamérica y la presión a nivel del mar encima del promedio sobre el Pacífico norte, la PDO presenta fase negativa (Deser *et al.*, 2016).

Se han enfatizado grandes diferencias en respuesta a los forzantes entre NO de México-SO de Estados Unidos y México (región centro y sur). La Niña o fase negativa de la PDO en el Pacífico en México (región centro y sur) presenta condiciones más húmedas debido a un incremento en las lluvias de verano y condiciones secas al NO de México y SO de Estados Unidos, mientras que El Niño o fase positiva de la PDO resulta en condiciones secas en México (región centro y sur) y condiciones de humedad al NO de México y SO de Estados Unidos debido a un aumento en la precipitación de invierno (Metcalf, 2015). Por otro lado, han encontrado evidencia indirecta en la posición de la ZCIT hacia el norte sobre el Pacífico tropical del este que se asocia con condiciones La Niña, mientras que se identifica un desplazamiento de la ZCIT hacia el sur durante condiciones El Niño (Metcalf, 2015).

## 3. Metodología

### 3.1 Núcleo sedimentario marino

En esta tesis, se trabajó con el núcleo de pistón gigante AII 125-8 JPC 20 (JPC20) colectado al oeste de la Cuenca del Carmen, en el Golfo de California, en las coordenadas 26°2.29'N, 110°55.81' O (Figura 1). El núcleo JPC fue recuperado con un nucleador de pistón jumbo en la *Expedición Oceanográfica AII 125-8 (Crucero 125 Expedición 8)* a bordo de B/O *Atlantis II* en 1990, colectado a una profundidad de 845 m con una longitud de 16.4 m. Un total de 300 muestras fueron solicitadas al Repositorio de Núcleos del *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI) donde fue muestreado cada 5 cm. La columna estratigráfica muestra capas alternadas de diferentes grosores claras y oscuras de ooze de nanoplancton, materia orgánica y material terrígeno.

### 3.2 Modelo de edad y tasa de acumulación de masa

El modelo de edad se elaboró a partir de la interpolación lineal de las 6 muestras calibradas que se dataron por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) por espectrometría de masas con aceleradores (AMS). Los análisis de radiocarbono se hicieron en el material orgánico presente en el sedimento total y después de aplicar un baño de HCl al 10%. Las edades de radiocarbono se calibraron utilizando el programa Calib 7.1 (Stuiver *et al.*, 2019), con la curva de calibración Marine13 (Reimer *et al.* 2013) y con una corrección del reservorio marino ( $\Delta R$ ) de  $442 \pm 66$  años (Tabla 1).

La tasa de acumulación de masa ( $\text{g cm}^{-2}/\text{ka}^{-1}$ ) por sus siglas en inglés (MAR) para los diferentes tamaños de grano fue calculado con la fórmula de (Lyle *et al.*, 2000) donde  $\rho$  es la densidad del peso seco del sedimento:

$$MARs = [\rho(\text{g}/\text{cm}^3)] * [\text{tasa de sedimentación} (\text{cm}/\text{ka})] * [\text{fracción de arcillas y limos}]$$

Tabla 1. Datos utilizados para realizar el modelo de edad.

Beta Analytic ID	Profundidad (cm)	Años <sup>14</sup> C	Error	Años cal AP	Incertidumbre analítica	Tasa de sedimentación (cm/ka)
492675	5	1560	30	678	65	-
492676	200	8530	30	8553	93.5	24.76
520195	330	11290	30	12346	144	34.27
492677	470	13280	50	14557	240.5	63.31
492678	1010	17470	50	20058	123	98.16
492679	1390	21670	70	25132	160.5	74.89
492680	1595	23780	90	27283	118	95.30

### 3.3 Análisis de tamaño de grano

El procedimiento para el análisis de tamaño de grano de los sedimentos se realizó en el Laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio climático, en el Instituto de Geología de la UNAM. Los componentes biogénicos del sedimento fueron eliminados, siguiendo los métodos de Pichevin et al. (2005). Primero, se seleccionaron 200 muestras a lo largo de todo el núcleo en intervalos de 5-10 cm, se pesaron 0.3 g de sedimento y se colocaron en tubos de 50 ml. Para eliminar los componentes biogénicos se agregó ácido clorhídrico (HCl) al 5% para eliminar el material carbonatado. Se lavaron y centrifugaron tres veces descartando el sobrenadante. Después, se adicionaron 2 ml de peróxido de hidrógeno (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) al 30% a cada muestra, para eliminar la materia orgánica y se dejó reaccionar a 80°C en baño caliente por varios días hasta que ya no reaccionaran. Cada muestra se lavó y se centrifugó 3 veces para quitar el sobrenadante. Por último, se le agregó hidróxido de sodio (NaOH) 1 M para eliminar el sílice biogénico, se dejaron reaccionar a baño caliente a 70°C durante 3 horas y se lavó y centrifugó cada muestra 3 veces eliminando el sobrenadante.

Posteriormente, las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Geología Marina, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas (CICIMAR) del IPN, B.C.S, con un analizador de tamaño de partícula por difracción láser modelo *Beckman Coulter LS 13 320* en el intervalo entre 0.043-2000 µm donde se continuó el proceso para determinar la distribución de los tamaños de grano del material terrígeno.

La distribución de tamaño de grano de sedimento marino, eólico y lacustre varían en su distribución que va de unimodal hasta polimodal dependiendo los diferentes procesos de

transporte y deposición que se preservan y brindan información ambiental (Sun et al., 2002). Los sedimentos polimodales están formados por varias combinaciones de componentes unimodales del tamaño de grano, que generalmente siguen una distribución normal. Este análisis fue introducido para separar diferentes componentes sedimentarios e identificar los tipos de distribución de los componentes de tamaño de grano en la muestra (Tanner, 1964; Visher, 1969). Los componentes sedimentarios y los tipos de distribución se definen mediante una función ( $f(x)$ ). Los parámetros de la función pueden ser estimados con el ajuste a la fórmula de los datos medidos (i.e., el tamaño de grano). Las gráficas de frecuencia de la distribución de tamaño de grano brindan información considerable, relacionado a los componentes sedimentarios y su tipo de distribución.

La distribución que presenta el mejor ajuste y un error estándar residual menores al 0.15% es la distribución de Weibull, que se caracteriza por tener una considerable flexibilidad, ya que puede definir la asimetría y la curtosis de una distribución designando un parámetro específico.

$$f(x, \alpha_1, \beta_1, \alpha_2, \beta_2, c) = c \frac{\alpha_1}{\beta_1^{\alpha_1}} x^{\alpha_1-1} e^{-\left(\frac{x}{\beta_1}\right)^{\alpha_1}} + (1 - c) * \frac{\alpha_2}{\beta_2^{\alpha_2}} x^{\alpha_2-1} e^{-\left(\frac{x}{\beta_2}\right)^{\alpha_2}}$$

Los parámetros  $\alpha_1$  y  $\beta_1$  son parámetros de la función de distribución del componente de grano grueso, mientras que  $\alpha_2$  y  $\beta_2$  representan el componente fino. El porcentaje del componente de grano grueso en una muestra es dado por  $c$ . Aquí,  $x$  representa el tamaño de grano  $\alpha$  determina la forma, el sesgo y la simetría de la curva, mientras que el parámetro  $\beta$  controla principalmente la posición de la curva (i.e., el tamaño del grano).

Se ha encontrado que, en partículas eólicas, las muestras de tamaño limo medio (16-31  $\mu\text{m}$ ) generalmente son transportadas por vientos en superficie y se mueven por periodos cortos de suspensión (Tsoar y Pye, 1987). Por otro lado, las partículas de tamaño arcilla a limo muy fino (2-10  $\mu\text{m}$ ) pueden ser dispersados por vientos de mayor altitud, transportados a grandes distancias y ser depositados lejos de la fuente (Tsoar y Pye, 1987).

Empleando modelos de distribución de Weibull se determinaron los componentes de tamaño de grano encontrando sedimentos con distribución polimodal y se realizaron graficas de distribución a través del tiempo. Los componentes de tamaño de grano se separaron en tres

categorías arcilla, limo muy fino - fino y limo mediano- grueso, con intervalos 0.71-2.67  $\mu\text{m}$ , 5.96-9.58  $\mu\text{m}$  y 11.05-37.16  $\mu\text{m}$ , respectivamente.

### 3.4 Análisis de series de tiempo

Para cuantificar el grado de forzamiento periódico en cualquier registro paleoclimático con suficiente resolución, es necesario un análisis espectral de los datos que ya tienen una cronología (Rea, 1994). El análisis espectral es una herramienta importante en los estudios del clima ya que permite que la varianza de una serie de tiempo se separe en diferentes forzantes asociados a diferentes escalas de tiempo. Lo que ayuda a entender de mejor forma los procesos repetitivos que generan la variabilidad registrada en una serie de tiempo (Schulz, 2001).

Para evaluar las frecuencias presentes en el núcleo JPC20, se utilizó el software *Analyseries 2.0.8* (Paillard *et al.*, 1996) y *Past3* (Hammer *et al.*, 2001) para determinar y extraer periodicidades (año/ciclo) significativas presentes en los componentes terrígenos a escalas suborbitales (menores a 10,000 años). Para realizar el análisis espectral, se realizó un muestreo temporal regular de los datos (i.e., cada 100 años), aplicando una interpolación lineal entre los datos existentes. Para determinar qué tan significativas eran las frecuencias obtenidas, se aplicó un análisis espectral cruzado (REDFIT) con el software *Past3* (Hammer *et al.*, 2001), donde se extrajeron las curvas de ruido rojo teóricas (AR1) y los niveles de confianza teóricos >90%, >95% y >99% para todas las gráficas. Sólo las frecuencias >95% de nivel de confianza fueron tomadas en cuenta. Los rangos de frecuencia propuestos oscilan entre 0.0001 a 0.005 para obtener periodos entre 200 y 10,000 años

### 3.5 Identificación puntual del origen de los granos gruesos

Con la finalidad de reconocer el origen o proveniencia del material analizado, se determinó la composición elemental de algunos granos presentes en las muestras. En las secciones profundas del núcleo, se observaron fragmentos de partículas angulares altamente porosos de tamaño arena muy fina (>62  $\mu\text{m}$ ) que fueron aisladas después de lavar con agua corriente 0.3 gr de sedimento a través de un tamiz de 62  $\mu\text{m}$  (malla Tyler no. 250). Los granos gruesos seleccionados (n = 4 muestras) se tomaron de dos niveles de profundidad (1040 cm y 1220

cm) y se determinó el contenido de elementos mayores con ayuda de la microsonda electrónica de barrido (EPMA) con sistema EDS (Espectroscopía de Dispersión de Energía), del Instituto de Geofísica, UNAM.

Tabla 2 Resultados del Super Micro-Analizador - Espectrometría de Dispersión de Energía de Rayos-X (EPMA-EDS).

(%)	Muestra 1040-1	Muestra 1040-2	Muestra 1220-1	Muestra 1220-2	Promedio (%)	Desviación estándar
SiO <sub>2</sub>	90.64	66.09	66.78	42.73	66.56	± 19.56
Na <sub>2</sub> O	---	----	4.17	0.64	2.41	± 2.50
CaO	1.06	7.20	4.78	28.44	10.37	± 12.31
K <sub>2</sub> O	1.17	4.57	5.45	3.91	3.78	± 1.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.55	8.28	15.17	9.03	8.76	± 5.16
FeO	1.76	7.31	1.82	8.01	4.73	± 3.40
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.67	0.31	1.00	0.74	± 0.32
MgO	0.64	2.43	0.91	2.15	1.53	± 0.89
SO <sub>3</sub>	0.63	3.50	----	3.91	2.68	± 1.79

## 4. Resultados

### 4.1 Descripción del núcleo

De acuerdo con la descripción enviada por el repositorio de núcleos del *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI) por Ellen Roose la curadora, se sabe que la secuencia sedimentaria marina JPC20 se caracteriza por sedimentos laminados de diferentes grosores y tonalidades intercaladas (claras/oscuras) que corresponden a material biogénico principalmente compuesto por diatomeas y materia orgánica, o material terrígeno respectivamente, siendo unas más visibles que otras (Figura 10). Se observan sedimentos masivos entre 4.8 a 5.8 m y 13.73 a 14.96 m, y 12 intervalos de sedimentos laminados entre 5.4 a 15 m, que corresponden con fracciones de limo grueso, y sedimentos masivos entre (4.8 a 5.8 m) y (13.73 a 14.96 m) como se describe a continuación y se observa en la figura 10:

La parte más profunda del núcleo, que abarca entre 14.7-16.4 m, se observan laminaciones con bandas intercaladas de diferentes grosores con tonalidades gris verdoso oscuro. Las láminas claras contienen gran cantidad de diatomeas y radiolarios mientras que las láminas oscuras se atribuyen a la presencia de materia orgánica. De los 13.8-14.7 m, la tonalidad sigue siendo gris verdoso oscuro y no se observan laminaciones. Del tramo entre los 12.3-13.8 m, las tonalidades predominantes es gris verdoso oscuro y ligeramente se observan laminaciones. Del tramo 11.9-12.3 m, se observan laminaciones con tonalidades marrón verdoso claro y 6 bandas que se cree corresponden a limo grueso. En el tramo 11.2-11.9 m, se observan tonalidades grises verdoso oscuro, fragmentos de conchas de foraminíferos y diatomeas (11.45-11.47 m). El tramo 11.1-11.2 m posee tonalidades marrón verdoso claro. El tramo 5.6-11.1 m es gris verdoso oscuro con laminaciones de diferente color y grosor, una banda de limo grueso. Del tramo 4.6-5.6 m existen tonalidades café verdoso claro ligeras laminaciones. El tramo 3.9-4.6 m es gris verdoso oscuro, con laminaciones de diferente grosor y color. De 3-3.9 m gris verdoso oscuro laminaciones apenas y se distinguen. Del tramo 2.95-3 m existen laminaciones marrón grisáceo muy oscuras. Entre 1.9-2.56 m el color es café grisáceo muy oscuro con presencia de laminaciones. De los 1.2-1.9 m, el color es gris verdoso oscuro con laminaciones presentes. Y, por último, el tramo que va de 0-1.2 m no presenta laminaciones y posee una coloración gris muy oscuro.

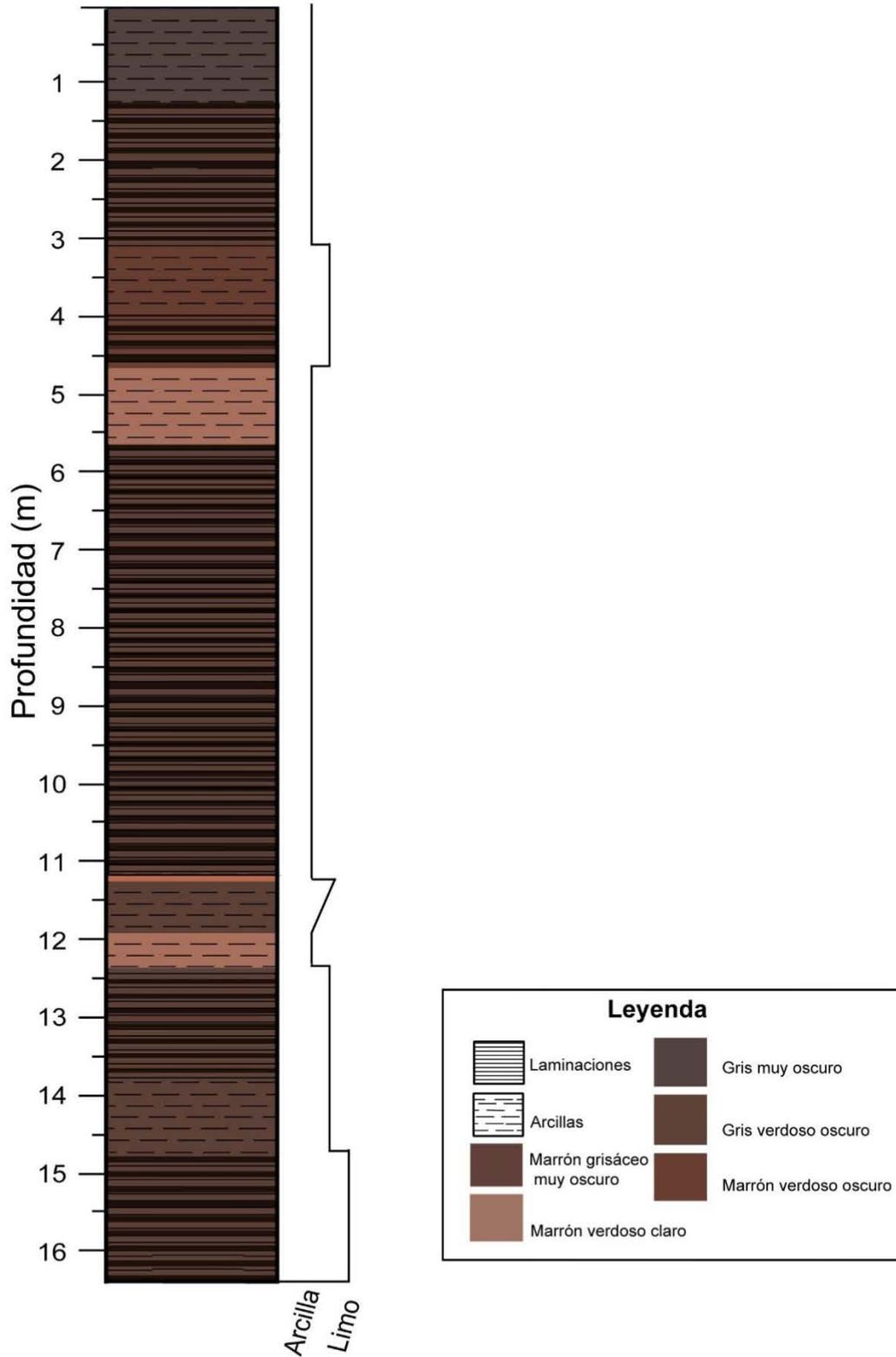


Figura 10. Columna estratigráfica del núcleo marino AII-125 JPC-20

## 4.2 Modelo de edad

El modelo de edad se obtuvo haciendo interpolaciones lineales a partir de los niveles donde se realizaron análisis de radiocarbono (AMS  $^{14}\text{C}$ ) (Tabla 1). Todas las edades reportadas están calibradas en kilo-años antes del presente (ka cal AP) (Figura 11), además de que se obtuvo el error para cada una de las 6 muestras calibradas. Por otra parte, se obtuvo la tasa de sedimentación (cm/años), que se encuentra entre 24.76 cm/año a 98.16 cm/año. Se asumió que la tasa de sedimentación es constante entre los niveles de edad conocida (Tabla 1). El intervalo entre 27.2 a 25.1 ka cal AP tiene una tasa de sedimentación de 95.30 cm/ka, coincide con los altos porcentajes de limo (>50%), el siguiente intervalo corresponde al intervalo entre 25.1 a 20 ka cal AP (74.89 cm/ka) el porcentaje de arcillas (>50%), en el otro intervalo entre 20 a 14.5 ka cal AP (98.16 cm/ka) existe un ligero aumento en el porcentaje de limos ~20% y arcilla (<85%). En el intervalo, entre 14.5 a 12.3 ka cal AP la tasa de sedimentación disminuyó (63.31 cm/ka) al igual que en el intervalo entre 12.3 a 8.5 ka cal AP (34.27 cm/ka) y entre 8.5 al presente (24.76 cm/año) donde la tasa de sedimentación disminuyó notablemente.

## 4.3 Tamaño de grano

La gráfica de %arcilla (Figura 12.B) muestra un intervalo entre 28-23 ka cal AP se observan valores por debajo del 50%, un máximo a los 22.5 ka cal AP, seguido de una disminución entre los 22-20 ka cal AP, un ligero aumento entre los 20-14 ka cal AP con valores cercanos al 70%. Los últimos 12 ka cal AP se observan ligeras oscilaciones, el valor promedio fue de 67.94%. Las tasas de acumulación de masa de las arcillas (MAR, por sus siglas en inglés) se encuentra entre 0 a 70 g cm<sup>-2</sup> ka<sup>-1</sup>, siendo el tamaño de grano que predomina en el núcleo en el intervalo de 23 a 12.5 ka cal AP, ya que su abundancia fue mayor y el valor promedio fue de 21.10%. El porcentaje de limo (Figura 12.D) entre 28 - 24 ka cal AP muestra valores por arriba del 50%, pero entre los 24 - 14.5 ka cal AP hay una disminución en su abundancia con valores cercanos al 30%. Para el intervalo entre 14.5 - 10.5 ka cal AP se observan fluctuaciones, y para los 10.5 ka cal AP hasta el Presente, el comportamiento es bastante estable con mínimas oscilaciones y valor promedio de 32.05%. Las MAR de limos oscila entre 0 - 30 g cm<sup>-2</sup> ka<sup>-1</sup> con mayores abundancias entre los 28-22 ka, pero menores

abundancias de los 13-0 ka cal AP con valor promedio de 9.72%. La fracción fina (0.71-2.67 $\mu\text{m}$ , Figura 15.A) tiene dos puntos máximos entre ~22.5 ka cal AP y 1 ka cal AP, los valores más bajos se observan entre los 28 - 24 ka cal AP. La fracción mediana (5.96-9.58 $\mu\text{m}$ , Figura 16.A) de igual modo tiene dos máximos a los 22.8 - 13 ka cal AP y tres mínimos en 22.6, 17.6 y 1 ka cal AP. Por último, para la fracción gruesa (11.05-37.16 $\mu\text{m}$ ) los valores más altos se encuentran entre los 28 - 24 ka cal AP y entre 13.8 - 11.4 ka cal AP, con valores cercanos a cero entre los 20.5 a 16.8 ka cal AP (Figura 17.A).

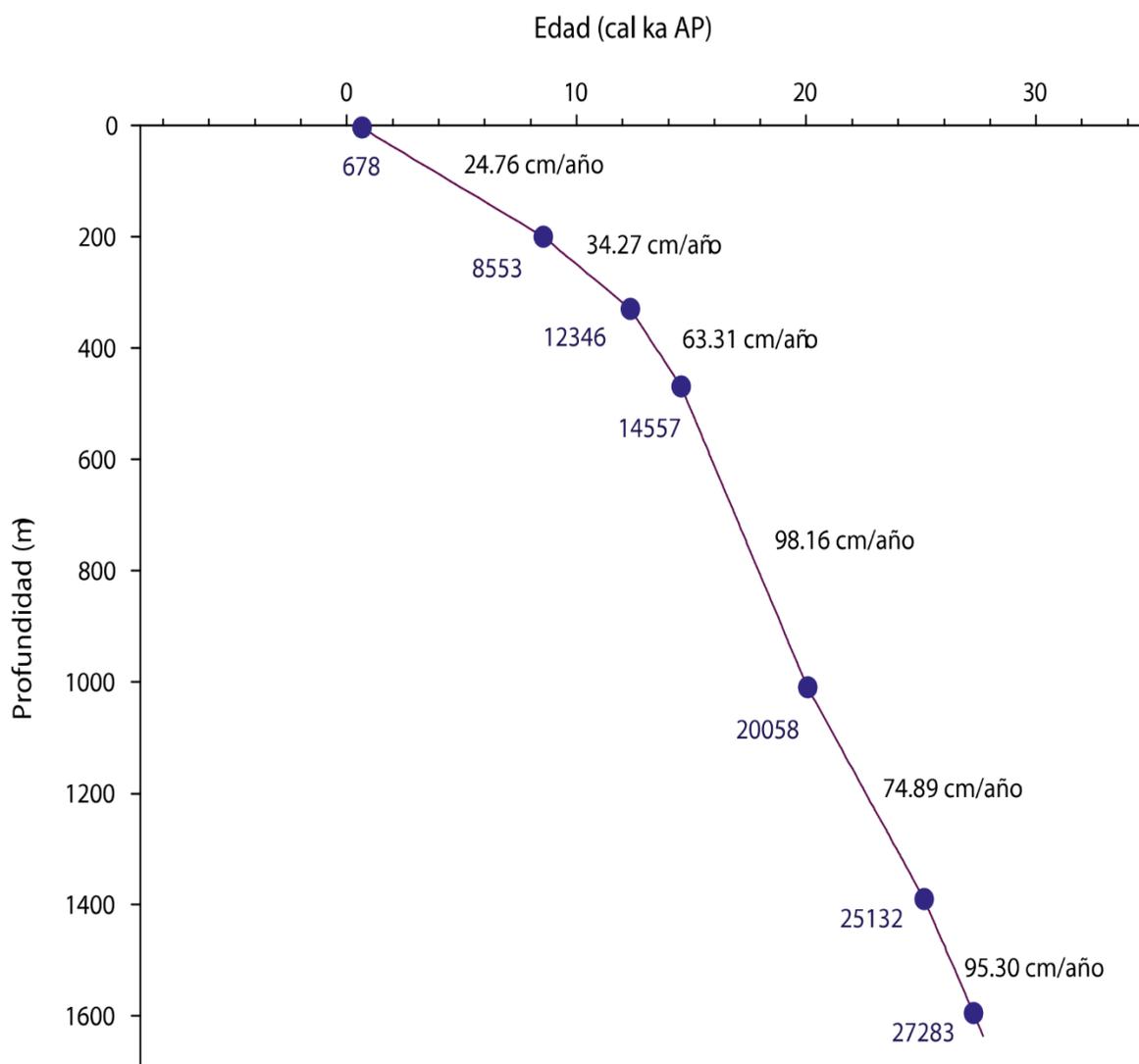


Figura 11. Modelo de Edad de la secuencia sedimentaria JPC20 de la cuenca del Carmen. Se resalta en azul las 6 edades, y la tasa de sedimentación se asume constante entre los diferentes intervalos.

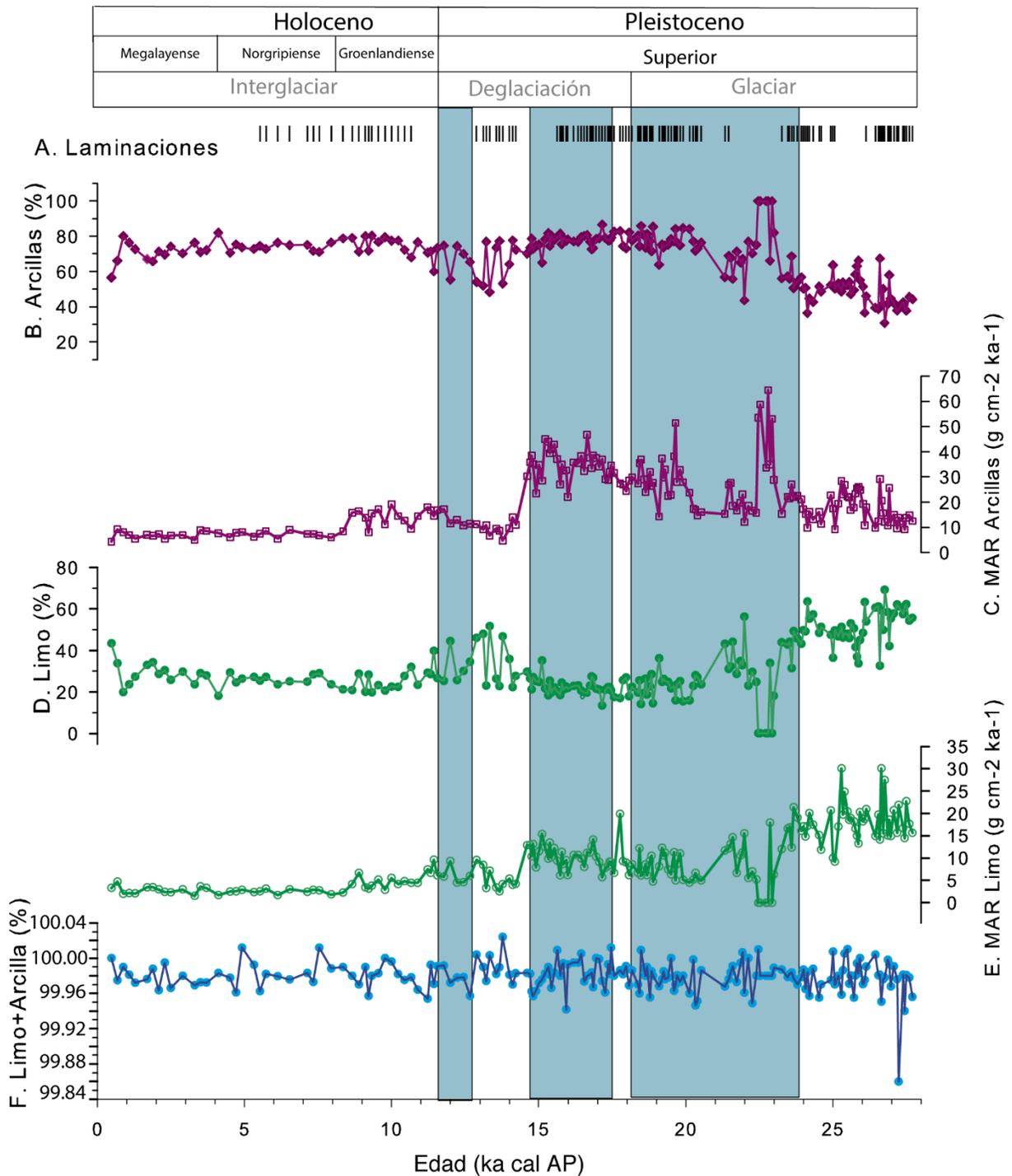


Figura 12. Distribución del núcleo JPC20 de los últimos 28 ka cal AP. UMG, H1, B/A y YD abreviaturas de los eventos Último Máximo Glacial, Heinrich 1, Bølling/Allerød y Younger Dryas respectivamente. UMG límites basados de Mix et al. (2001), mientras que H1, B/A y YD basados en Hemming (2004), Monnin et al. (2001) y Denton et al. (2010). A.-Se muestran la preservación estratigráfica de las laminaciones a lo largo de todo el núcleo. B.-% de arcilla (0.06-3.9 $\mu$ m) en el sedimento. C.-Cálculo de la tasa de acumulación de masa (MAR) del componente de arcillas. D.-% de limo (3.9-62.5  $\mu$ m) en el sedimento. E.- MAR del componente de limos.

#### 4.4 Análisis de Weibull

Los componentes finos de la distribución de Weibull muestran un rango de tamaño de grano entre 0.71-2.67 $\mu\text{m}$  (Figura 13, w1). Los componentes de tamaño medio pertenecen a la categoría de limo muy fino a limo fino (5.96-9.58  $\mu\text{m}$ ) (Figura 13, w2). Los componentes gruesos están representados por limo medio a grueso (11.05-37.16  $\mu\text{m}$ ) (Figura 13, w3).

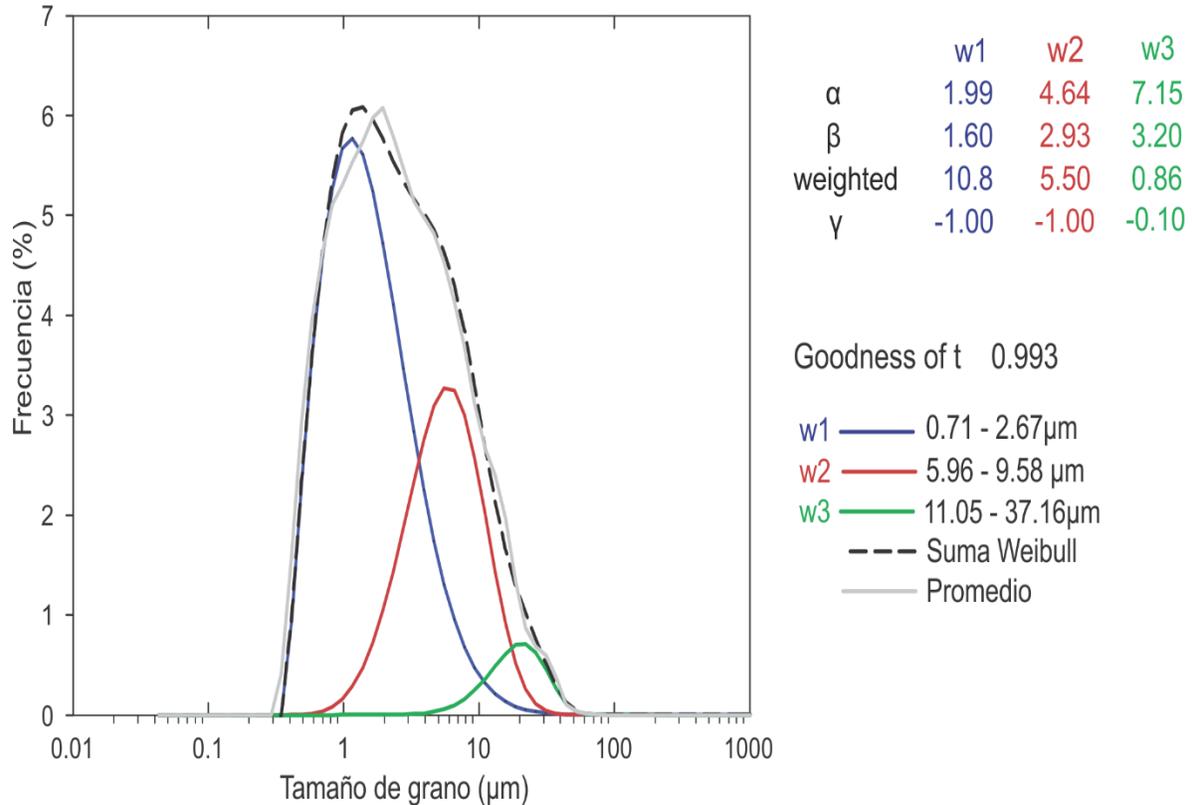


Figura 13. Análisis de distribución de tamaño de grano usando el modelo de Weibull. La suma de Weibull y el promedio presentan una correlación de  $r^2=0.993$ . Las letras  $\alpha$   $\beta$  y  $\gamma$  son los parámetros de la función de Weibull.

#### 4.5 Series de tiempo

El análisis de series de tiempo se realizó utilizando tres categorías con respecto al tamaño de grano, la fracción fina (0.71-2.67 $\mu\text{m}$ ), la fracción mediana (5.96-9.58  $\mu\text{m}$ ) y la fracción gruesa (11-37.16 $\mu\text{m}$ ). Se obtuvieron gráficas de poder vs periodo (ambos en escala logarítmica), y junto con ello se graficaron los intervalos de confianza 95% y 90% y el ajuste de un proceso autorregresivo de primer orden, comúnmente conocido como línea de ruido rojo teórica o AR(1). Los eventos que se tomaron en cuenta para los análisis son aquellos que

tienen al menos el 95% de confianza. Para la fracción fina se obtuvieron cuatro diferentes periodos 380, 470, 1010 y 1320 años/ciclo (Figura 14.A); para la fracción mediana se obtuvieron cuatro periodos 420, 600, 760 y 1200 años/ciclo (Figura 14.B); y para la fracción gruesa, de igual modo, se obtuvieron cuatro periodos 425, 500, 1100 y 13900 años/ciclo (Figura 14.C).

Las tres fracciones coinciden con periodicidades cercanas a los ~400 a 500-600 años/ciclo y de 1000 a ~1300 años/ciclo. Únicamente la fracción mediana presenta periodicidad de 760 años/ciclo, mientras que la fracción gruesa tiene una periodicidad de 13900 años/ciclo. Adicionalmente, se graficaron cada una de los periodos obtenidos y la suma de los periodos de cada categoría (fina, mediana y gruesa) (Figuras 15-17).

#### 4.6 Microsonda de Barrido

En secciones más antiguas del núcleo, se observaron capas depositadas con fragmentos de partículas angulares altamente porosos como tamaño arena muy fina ( $>62 \mu\text{m}$ ) que por su profundidad pertenecen a una edad entre 20.5-22.8 ka cal AP. Se determinó el contenido de elementos mayores de estos granos gruesos. Se realizó el análisis con EPMA-EDS (por sus siglas en inglés) y en la Tabla 2 se muestran las composiciones elementales (%) de 4 granos aislados. En la Figura 18, se observan picos de alta concentración principalmente de Si y Ca. Asimismo, mediante imágenes SEM se ayudó a distinguir el origen puntual de los granos aislados.

Con base en análisis geoquímicos reportados en (Howie et al., 1992) se determinó que las muestras analizadas corresponden con minerales de cuarzo, feldespatos y plagioclasas.

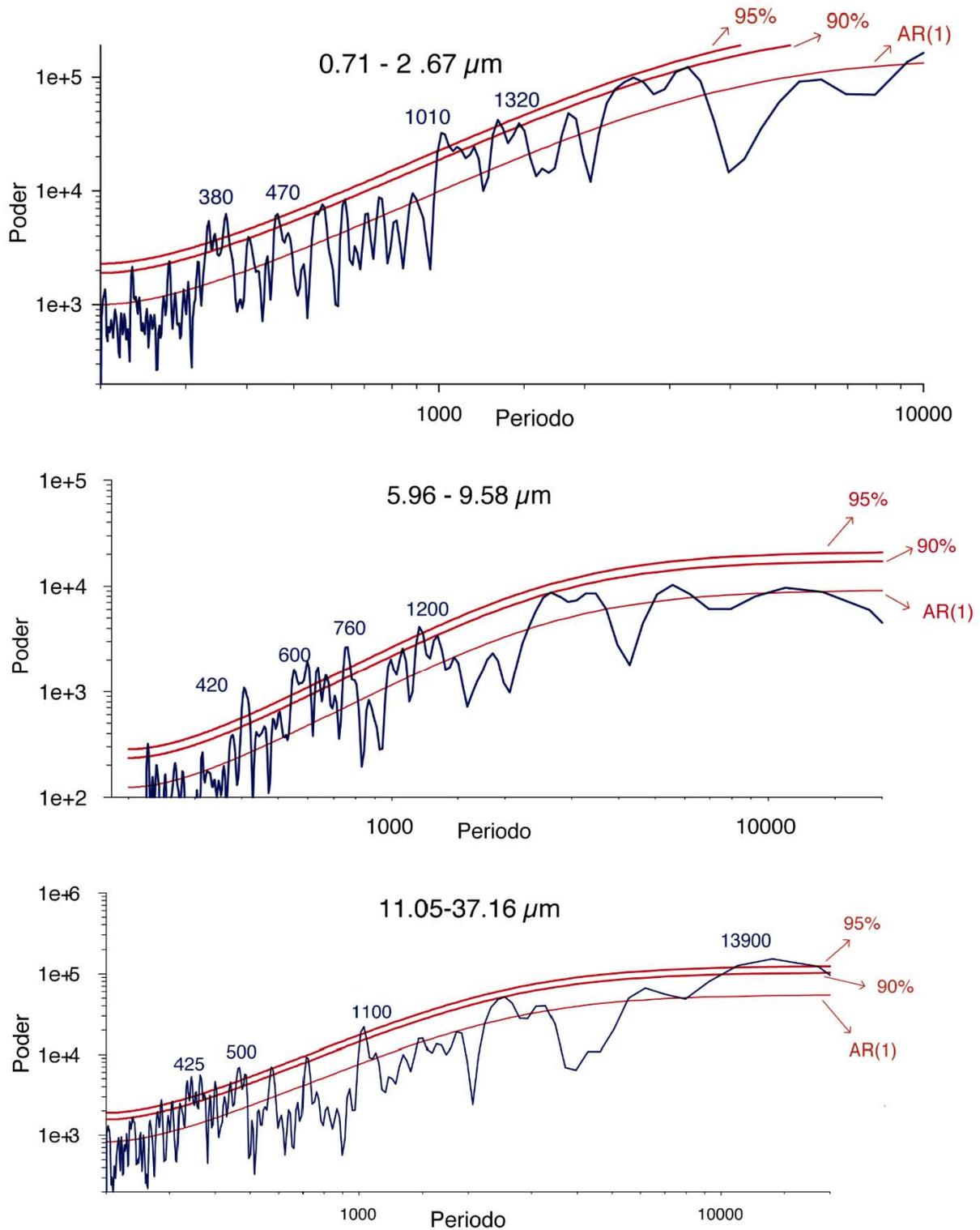


Figura 14 A.- Espectro de la fracción fina (0.71-2.67 $\mu\text{m}$ ). B.- Espectro de la fracción mediana (5.96-9.58  $\mu\text{m}$ ). y C.- Espectro de la fracción gruesa (11-05-37.16 $\mu\text{m}$ ). En azul se observan las periodicidades con un nivel de confianza mayor 95%. Líneas rojas muestran los diferentes niveles de confianza 95%, 99% y AR(1).

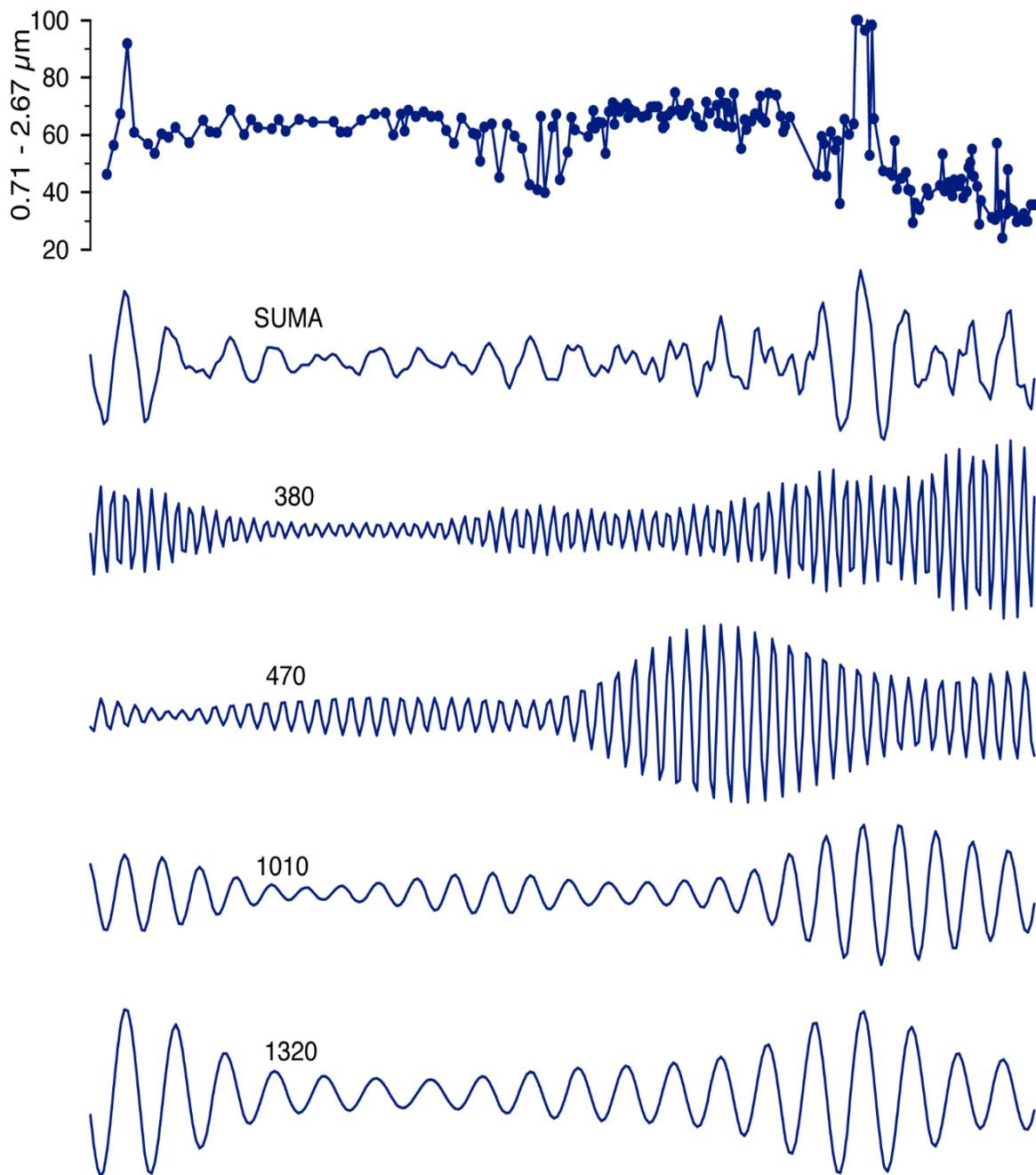


Figura 15 Diferentes espectros de la fracción fina (0.71-2.67 $\mu$ m). A) porcentaje de la fracción fina. B) Reconstrucción o suma de los cuatro periodos. C) Periodicidad de 380 años/ciclo. D) Periodicidad de 470 años/ciclo. E) Periodicidad de 1010 años/ciclo y F) Periodicidad de 1320 años/ciclo.

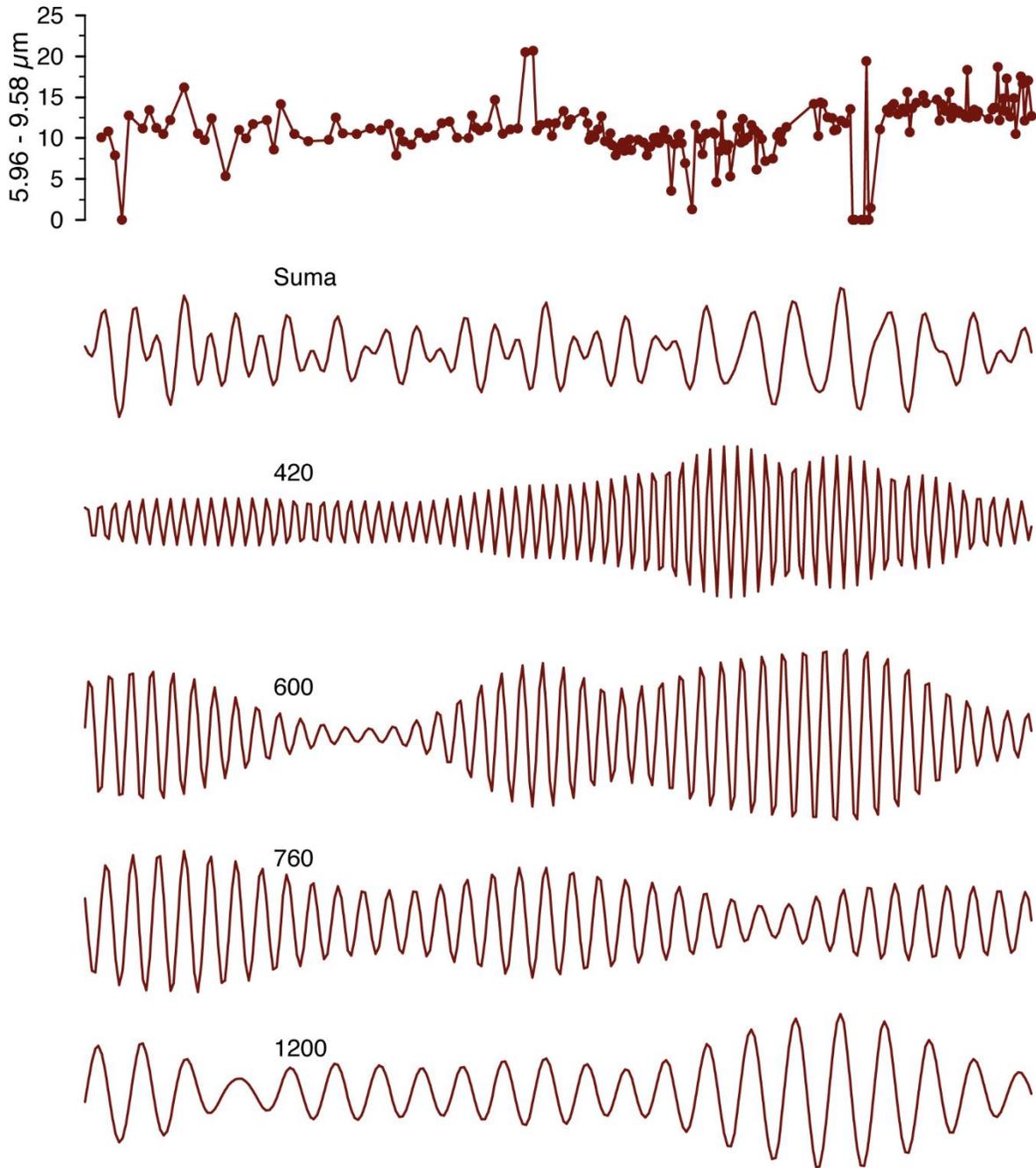


Figura 16. Diferentes espectros de la fracción mediana (5.96-9.58). A) porcentaje de la fracción mediana. B) Reconstrucción o suma o de los cuatro periodos. C) Periodicidad de 420 años/ciclo. D) Periodicidad de 600 años/ciclo. E) Periodicidad de 760 años/ciclo y F) Periodicidad de 1200 años/ciclo.

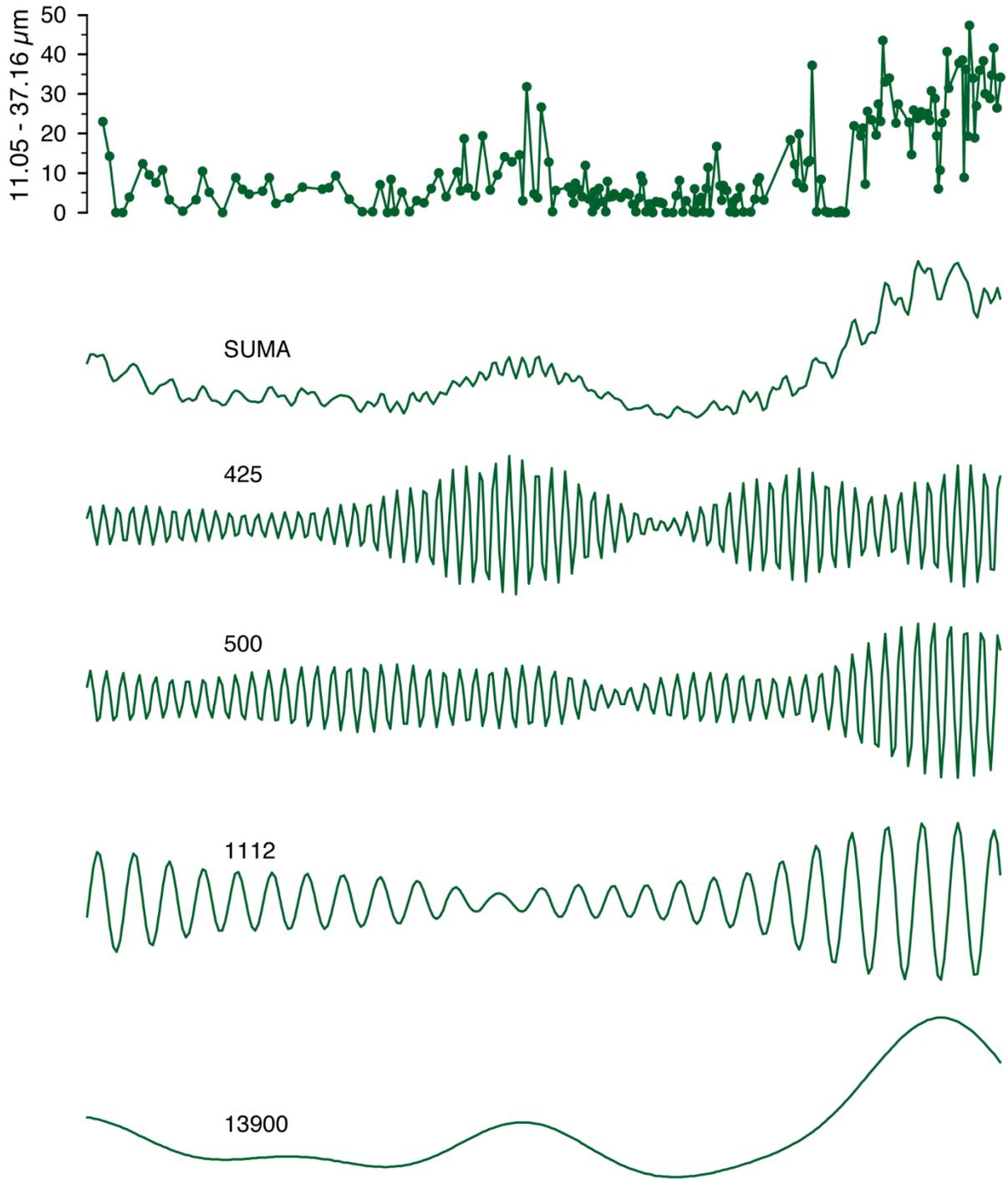


Figura 17. Diferentes espectros de la fracción gruesa (11-05-37.16 $\mu$ m). A) porcentaje de la fracción gruesa. B) Reconstrucción o suma de los cuatro periodos. C) Periodicidad de 425 años/ciclo. D) Periodicidad de 500 años/ciclo. E) Periodicidad de 1112 años/ciclo y F) Periodicidad de 13900 años/ciclo.

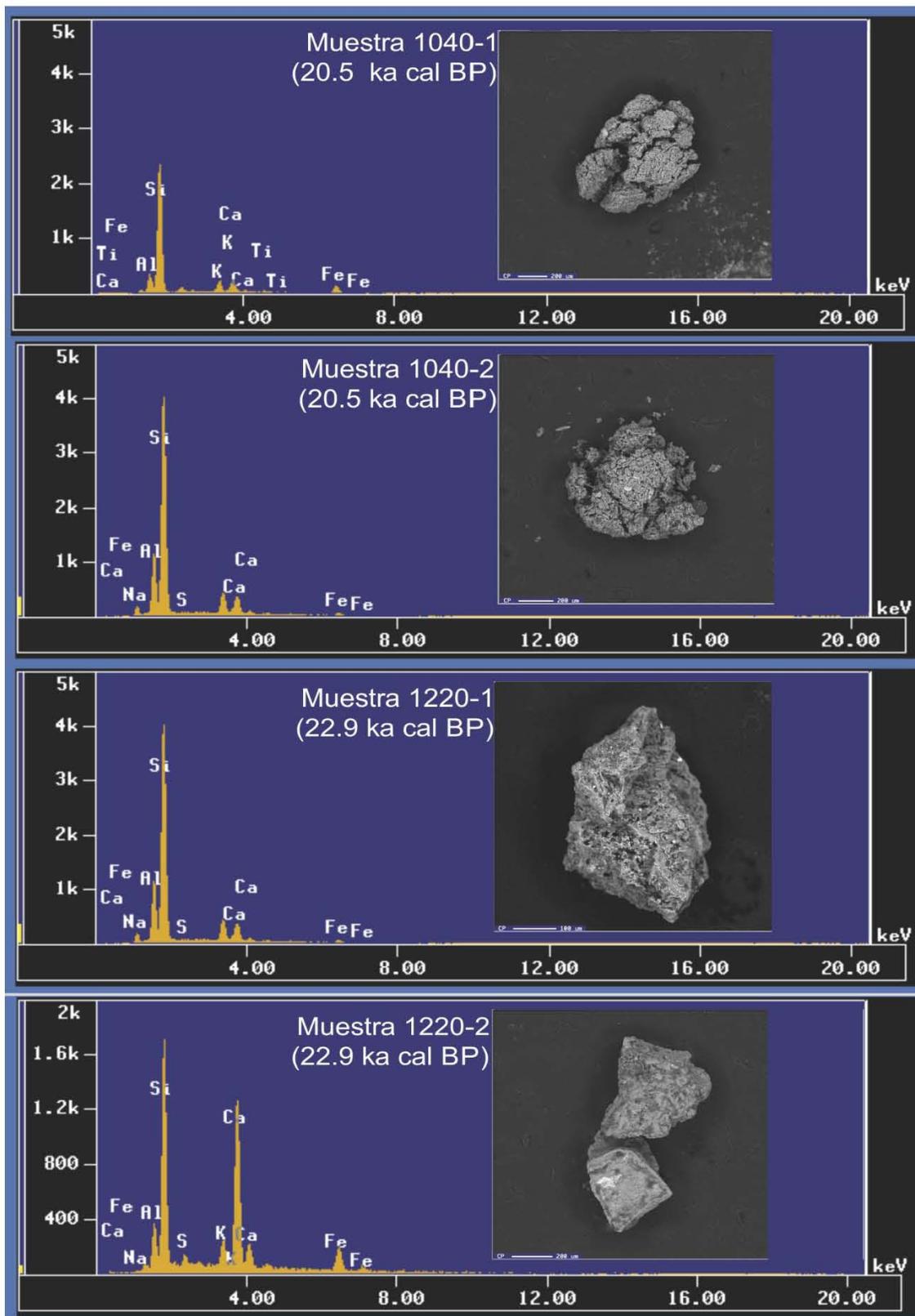


Figura 18. Imágenes SPMA-EDS y espectro químico del núcleo JPC20 se muestra la edad y profundidad de las muestras.

## 5. Discusión

La dispersión de polvo de los desiertos hacia los océanos inicia por condiciones climáticas específicas que dependen de la naturaleza y la fuerza de los sistemas de vientos de gran escala sobre una región (Rivera-Rivera *et al.*, 2009). Entonces, el tamaño de grano nos brindará información de la capacidad de transporte de los vientos o la intensidad de las descargas fluviales y de la disponibilidad de sedimento para ser movilizadado por el viento. Por ejemplo, en condiciones secas, se espera que los granos tiendan a depositarse a medida que los vientos se van debilitando, debido a que disminuyen las diferencias de temperatura y a su vez disminuyen los gradientes de presión. O bien, en condiciones húmedas, se espera un aumento de granos más gruesos que se depositan a medida que las lluvias son más intensas. La premisa de que cada componente tiene una distribución polinomial resulta de diferentes mecanismos de deposición y transporte, y es un paso esencial para reconstruir las condiciones ambientales (clima, circulación atmosférica y oceánica) (Pichevin *et al.*, 2005). Por otro lado, los cambios entre sedimentos laminados y no laminados (i.e., masivos y bandeados) se sugiere que son resultado de cambios en la oxigenación de las aguas intermedias, en especial del agua intermedia del Pacífico norte (Keigwin *et al.*, 2002). Los patrones de circulación oceánica y atmosférica controlan la velocidad de entrada de sedimento a diferentes escalas temporales, afectando la productividad de las aguas superficiales que se manifiesta en cambios en la oxigenación.

### 5.1 Componentes de tamaño de grano como indicadores de entrada de material terrígeno.

En el núcleo JPC20 al remover los componentes biogénicos y realizar el análisis de distribución de tamaño de grano con el modelo de Weibull se observa la presencia de tres distribuciones modales (Figura 13 – w1, w2 y w3). El modelo de Weibull de los componentes finos (w1) muestra tamaños entre 0.71-2.67  $\mu\text{m}$  (arcillas). La fracción mediana (w2) muestra tamaños entre 5.96-9.58  $\mu\text{m}$  (limo fino y muy fino), que se encuentran dentro del rango promedio actual de las partículas de polvo provenientes del desierto alrededor del mundo, siendo arcillas y limo muy fino (<10  $\mu\text{m}$ ) que son transportadas por vientos de grandes altitudes (Pichevin *et al.*, 2005; Libes, 2011). Por último, la fracción gruesa (w3) tiene

tamaños entre 11.05-37.16 $\mu$ m (limo fino a grueso), formando parte de los tamaños típicos de los lodos hemipelágicos que pueden ser transportados por vientos de bajas latitudes, durante periodos cortos de suspensión, tormentas, turbulencia, o episodios de entrada fluvial (Sun *et al.*, 2002).

Durante el intervalo glacial de 28 a 18 ka cal AP los valores de la fracción gruesa son más altos, sugiriendo un periodo más húmedo donde dominó el transporte fluvial, por lo cual fue más fácil transportar tamaño de grano más grueso a distancias más cortas (periodos de resuspensión). En comparación, en este mismo intervalo, la fracción fina presentó valores muy bajos con excepción del intervalo entre 23 a 22 ka cal AP con valores ~90%, relacionado con un cambio de condiciones frías a cálidas ~ a los 24 ka cal AP, por tal motivo el porcentaje de material fino fue muy alto y la fracción mediana presentó valores intermedios (Figura 19). Durante momentos glaciares, se sugiere que debió haber estado expuesta una franja ancha de plataforma continental, de entre 15-30 km a lo largo del margen del macizo continental del GC (Kluesner *et al.*, 2014). Lo anterior puede permitir una mayor entrada de material terrígeno desde la Isla del Carmen hacia la Cuenca del Carmen, y hacia las diferentes cuencas del GC (Curry *et al.* 1982) (Figura 20). Se sugiere que 1) la línea de costa estaba a menos de 5km de la actual línea de costa y a unos ~10km del núcleo y 2) que la isla era aproximadamente 150 m más alta, por lo que las descargas de los arroyos tenían más fuerza, con descargas más abundantes. De acuerdo a Bintanja *et al.*, (2005), se sabe que el nivel del mar se comportó constante durante ~10 ka cal AP (28-18 ka cal AP), y cambió entre 105 y 130 m por debajo del nivel actual (Figura 19 A).

En el GC, también se han hecho reconstrucciones de la temperatura superficial del mar (TSM), mediante mediciones de la proporción de instauración de alquenonas sedimentarias llamadas UK'37 (Gould *et al.*, 2017). Se sabe que durante el UMG (24 a 18 ka cal AP) se presentaron temperaturas promedio de 21°C (intervalo 18-24°C), con una anomalía relativa al presente de -3.5°C (McClymont *et al.*, 2012). Por otro lado, Cheshire *et al.*, (2005) encontraron evidencia en la Cuenca de Guaymas que, durante el periodo glacial, la celda de alta Subtropical fue más débil y se desplazó hacia el sur en respuesta a la presencia del casquete de hielo Laurentino que pudo limitar la influencia de los vientos de invierno en el GC y a su vez disminuir la intensidad de las surgencias y la productividad biológica. Lo

anterior, pudo reflejar que bajo condiciones glaciares, la posición de la alta Subtropical y también de la ZCIT fue mucho más dinámica, con variaciones latitudinales hacia el sur de ambos sistemas. Finalmente, en el último periodo glacial el contenido de oxígeno aumentó en las aguas intermedias del Pacífico (PIW por sus siglas en inglés) (Metcalf, 2015) debido, entre otras cosas, a la reducción de la producción biológica y la materia orgánica en la columna de agua. Adicionalmente, el  $\delta^{18}\text{O}$  de los foraminíferos bentónicos fueron usados para inferir el enfriamiento del agua intermedia del Pacífico (PIW) durante el UMG debido a cambios en la circulación oceánica (Herguera *et al.*, 2010).

Entre los 18 hasta ~14 ka cal AP los valores de la fracción fina y mediana se mantuvieron constantes mientras que la fracción gruesa disminuyó (Figura 19), lo cual sugiere que pudo haber una disminución en el aporte fluvial. En dicho intervalo, ubicamos el evento climático Heinrich 1 (H1, ~17.5 a 14.6 ka cal AP), que se conoce por ser un evento frío del hemisferio norte. En mi sitio, al final de este periodo (~14 ka cal AP) la fracción gruesa aumentó y pudo estar relacionado con que el nivel del mar comenzó a subir hasta ~-100 m relativo al nivel actual y el volumen de los casquetes de hielo disminuyó considerablemente (18 a 14 ka cal AP, Bintanja *et al.*, 2005). Esta relación se puede explicar porque la plataforma continental estaba más expuesta (en el UMG) y la isla se encontraba más cerca del sitio del núcleo, por lo cual, hay mayor probabilidad que ingrese material más grueso al mar por su cercanía y la exposición de la plataforma continental. A pesar de que los casquetes de hielo (Laurentino) empezaron a retroceder ~19 ka cal AP, los casquetes de hielo que se encontraban en el NO del margen continental del Pacífico y Atlántico siguieron creciendo y alcanzaron su máximo volumen a los 16.5 ka cal AP (Cheshire *et al.*, 2013). Diferentes registros paleo-climáticos sugieren que los patrones de precipitación durante el UMG y el interglaciar fueron influenciados por variaciones en la extensión y magnitud de las lluvias en verano e invierno relacionados con el volumen de los casquetes de hielo Laurentino, forzados por el cambio en la insolación de verano a invierno (Cheshire *et al.*, 2005). Los intervalos con altas tasas de sedimentación (en promedio 89.45 cm /ka) entre 27.2 hasta 14.5 ka cal AP están fuertemente relacionados con el periodo glacial y parte de la deglaciación, en el cual el principal transporte de sedimentos fue por aportes fluviales debido a un aumento en las lluvias de la región.

Entre los 14 - 10 ka cal AP, la fracción gruesa aumentó y hubo una ligera disminución en la fracción fina (Figura 19.C y 19.E), probablemente debido a un mayor aporte fluvial. El nivel del mar continuó subiendo (de -80 a -30 m relativo al nivel actual). El evento climático conocido como Bølling/Allerød (B/A, ~14.7 a 12.8 ka cal AP, Denton *et al.*, 2010) se conoce por ser un evento cálido un tanto similar a las condiciones actuales (Barron *et al.*, 2005).

En los últimos 11.5-6 ka cal AP el nivel del mar incremento ~20 m, y desde entonces se ha mantenido relativamente constante hasta el presente. La TSM en el GC ha tenido grandes fluctuaciones que ocurren a escalas milenarias y centenales con un incremento  $\pm 2^{\circ}\text{C}$  en el Holoceno temprano con respecto al UMG (McClymont *et al.*, 2012). Por otro lado, en el intervalo entre 14.5 ka cal AP hasta el presente la tasa de sedimentación disminuyó considerablemente (en promedio 33.44 cm/ ka) que coincide con el inicio del Holoceno, donde la insolación de verano aumentó y las condiciones fueron mucho más cálidas, por lo cual el material que llegaba a la cuenca era mucho menor.

Al inicio del Holoceno (11.7, Cohen *et al.*, 2013) hasta los 4 ka cal AP se observa que la fracción gruesa disminuyó considerablemente mientras que la fracción fina incrementó, lo cual pudo ser causado por una combinación de factores, (1) Aumentó la erosión en el NO México y de California durante periodos más secos, que corresponden al incremento de transporte eólico (Roy *et al.*, 2010), y (2) un aumento en la entrada de sedimentos clásticos arrastrados por los vientos hacia el NO México y Baja California (Antinao *et al.*, 2016) y (3) con el incremento del nivel del mar (similar al actual), la plataforma quedó cubierta por el océano y la línea de costa quedó más lejos a la posición del núcleo.

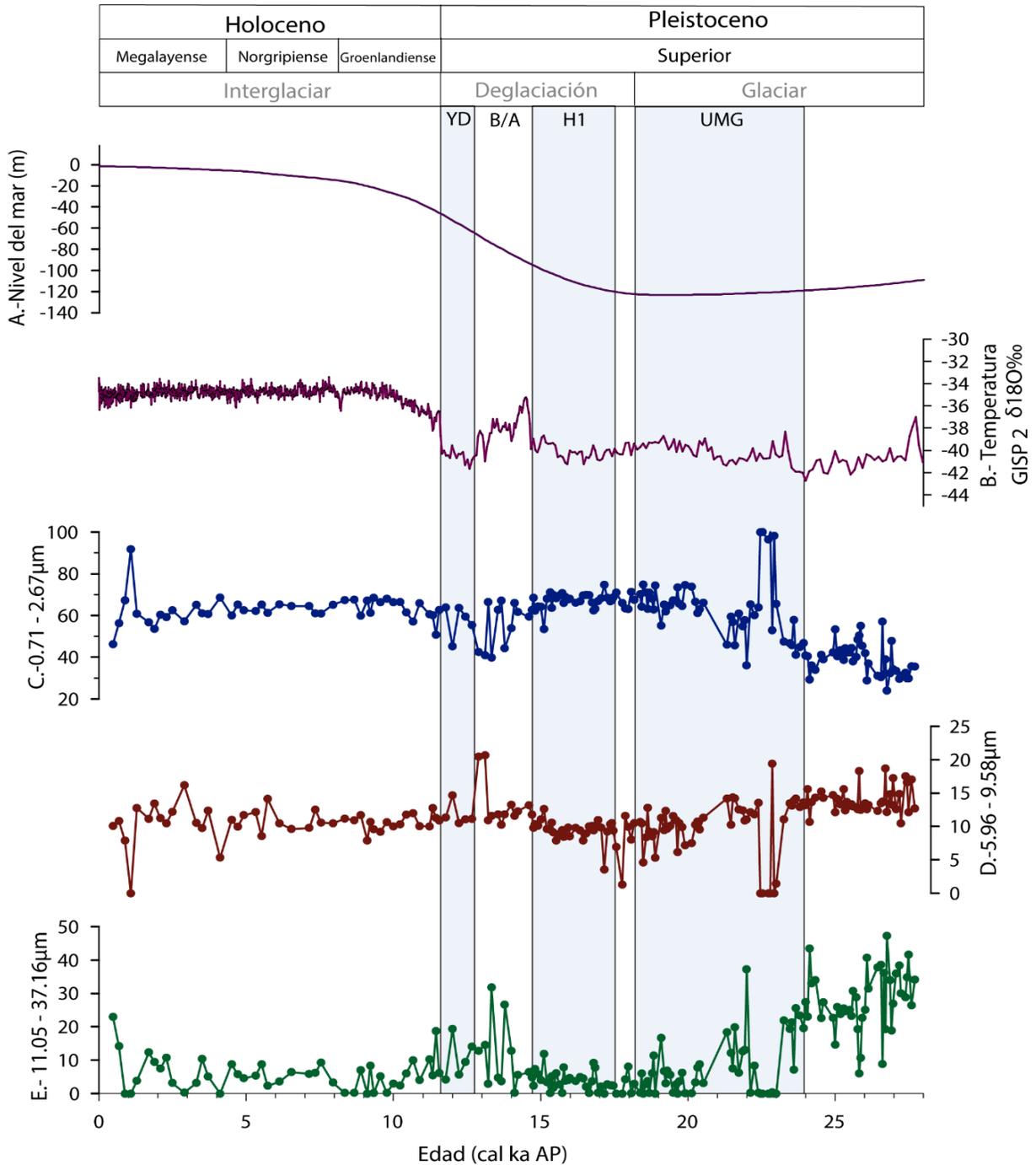


Figura 19. A.- Nivel del mar a nivel global (m) (Bintanja, 2005). B.-  $\delta^{18}O$  en Groenlandia del núcleo GISP2 (Grootes et al., 1997) en el cual se distinguen claramente los eventos UMG, H1, B/A y YD. D. C.- Intervalo entre 0.71-2.67 $\mu m$  (fracción fina).). D.- Intervalo entre 5.96-9.58 $\mu m$  (fracción mediana) E.- Intervalo entre 11.05-37.16 $\mu m$  (fracción gruesa). Se observa la variación en el nivel del mar, un marcado ascenso del nivel del mar a partir de ~14 ka cal AP, variaciones de la temperatura 28 a 11 ka cal AP y en los últimos 11 ka cal AP las oscilaciones son mínimas periodo en el cual se estableció el clima árido que conocemos actualmente en la región. Los valores altos de la fracción fina se relacionan con periodos secos mientras que la fracción gruesa está fuertemente relacionada con fuertes lluvias y aportes fluviales

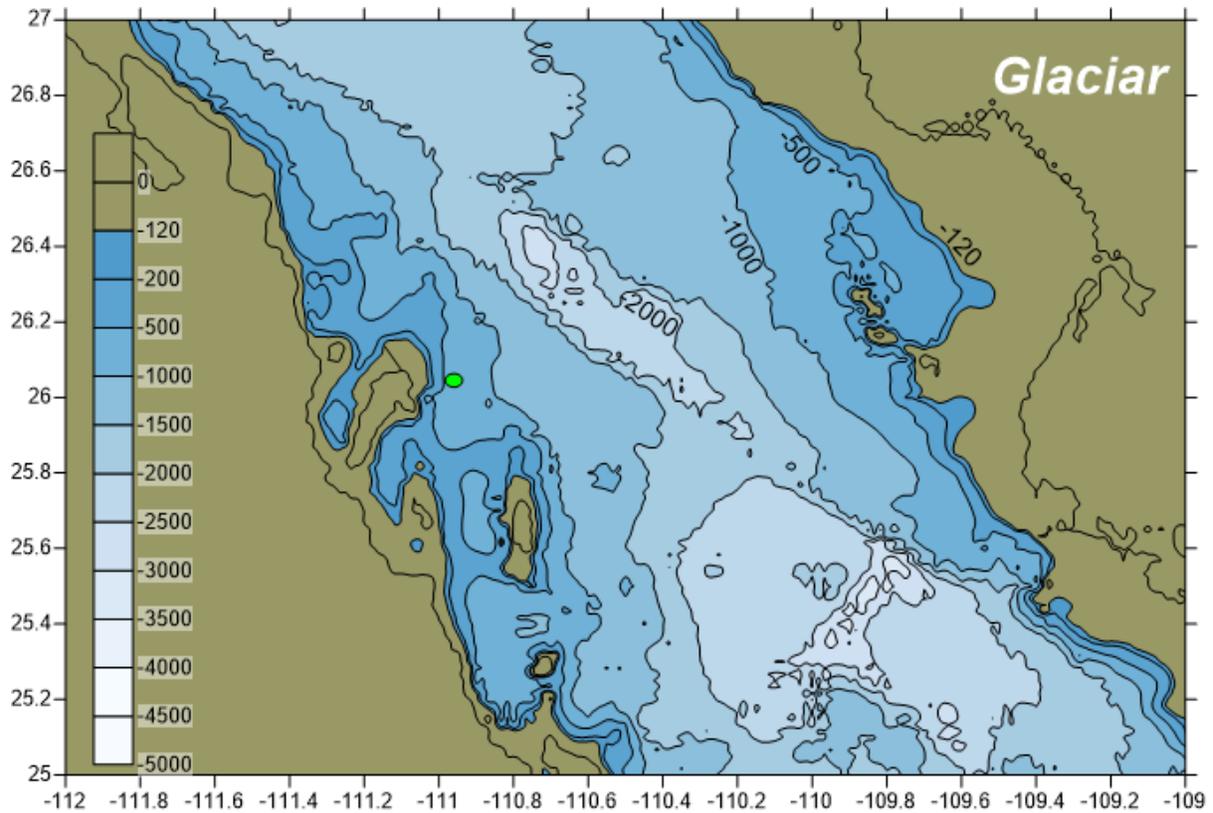


Figura 20. Cuenca del Carmen durante el UMG. En la figura se marca con color café hasta la isobata de -120 m (relativo al nivel actual) para evidenciar que la plataforma continental del margen E estuvo expuesta poco más de 30 km, mientras que en el margen O únicamente ~5 a 8 km. Se sugiere que el ancho promedio del GC era de ~120 km, en vez de ~160 km como en la actualidad. El círculo verde muestra la localización del núcleo.

## 5.2 Reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática

Para interpretar nuestros registros en el contexto paleoclimático regional, comparamos con regiones del SO Estados Unidos y NO México y con revisiones de reconstrucciones paleoambientales que comprenden los desiertos de Chihuahua, Mojave y Sonora.

i) Durante el periodo glacial que abarca entre 28 a 18 ka cal AP, se encuentra el evento conocido como Ultimo Máximo Glacial (UMG), que ocurrió entre los 24 a 18 ka cal AP, donde los glaciares y los enormes mantos de hielo alcanzaron su máximo volumen y extensión (Mix *et al.*, 2001). A medida que se acumulaba el agua en forma de hielo en los continentes, se sustruía agua de los océanos y el nivel del mar descendía aproximadamente 120 m por debajo del nivel actual (Bintanja *et al.*, 2005). Estudios previos en la Cuenca de Cariaco, Venezuela, analizaron el porcentaje de reflectancia (550 nm) de los sedimentos, que

son empleados como proxies o paleoindicadores del contenido de sedimento terrígeno debido al cambio en el aporte fluvial hacia la cuenca, lo cual se interpreta como un cambio en la migración de la ZCIT ya sea hacia el sur o hacia el norte con respecto al ecuador (Figura 21 D). Entre los 28 a 19 ka cal AP se interpreta que cuando los valores se mantienen constantes y relativamente altos, se indican periodos donde la posición de la ZCIT se encontraba ligeramente hacia el sur de su posición actual. La circulación del sistema océano-atmósfera en el GC está fuertemente relacionado con la ZCIT, la intensidad y posición de la alta Subtropical en el Pacífico norte, debido al crecimiento de los casquetes de hielo Laurentino y la disminución de la insolación solar por debilitamiento y/o desplazamiento hacia el sur (Cheshire *et al.*, 2005).

Estudios recientes en la región oeste de los desiertos de Norteamérica (Roy *et al.*, 2010) sugieren que durante el UMG las condiciones fueron húmedas causadas por la migración hacia el sur del jet polar y la alta subtropical del Pacífico debido al crecimiento de los casquetes de hielo Laurentino y los monzones de verano fueron más intensos causados por masas de aire transportados hacia el norte. Esto pudo limitar la influencia de los vientos de invierno en el GC y la disminución de surgencias relacionado con la productividad primaria. De acuerdo a Kluesner *et al.* (2014), durante el UMG e inicios de la deglaciación los monzones de verano en Norteamérica trajeron mayor precipitación, debido a masas de aire tropicales que fueron transportadas hacia el norte, incrementando la entrada de material terrígeno en el margen oriental del GC, y una mayor deposición de turbiditas en las cuencas oceánicas. Asimismo, estudios paleoceanográficos en Cuenca Guaymas, sugieren que el flujo de material terrígeno durante el periodo glacial incrementó por escorrentías debido al movimiento de la ZCIT, ya que el límite de la celda de Hadley, que divide la región subtropical húmeda-seca, trajo inviernos húmedos y veranos con niebla hacia la región central del GC (Cheshire *et al.*, 2013). Similarmente, se ha reconstruido que la región SO de California y la cuenca de Santiaguillo en la región norte de México recibieron más lluvias monzónicas debido a una mayor escorrentía entre ~27-18 ka cal AP que coincide con la posición hacia el sur de la ZCIT (dos intervalos mínimos a los 18.6 y 15.5 ka cal AP, Figura 21 D). Finalmente, la baja insolación de verano y temperaturas frías en el hemisferio norte (15.5 ka cal AP) corresponden al evento H1, que se caracteriza por ser un evento frío (Roy *et al.*, 2015).

A los 20 ka cal AP, hubo ~100 lagos en la gran cuenca y en el desierto de Mojave que condujeron a una retroalimentación positiva regional de escorrentía y descargas de ríos hacia el océano. En el desierto de Sonora las condiciones fueron húmedas (Cheshire *et al.*, 2013). Entre 28 a ~17 ka cal AP, la insolación de verano se encontraba con valores bajos mientras que la insolación de invierno tenía los valores más altos. Así, cuando la insolación de verano es baja, coincide con el periodo glacial (UMG). Esto se explica de la siguiente manera, por lo general, en el hemisferio norte la radiación es mayor durante el verano ya que la Tierra se encuentra muy cerca del Sol, debido a los movimientos de traslación y oblicuidad (inclinación de la Tierra). Si los valores de insolación de verano eran bajos esto quiere decir que el Sol no tenía tanta intensidad como para derretir los casquetes de hielo que se encontraban durante el UMG a pesar de que los valores de insolación eran altos en invierno no eran lo suficientemente intensos para derretir los mantos de hielo. De tal forma que durante ~10 ka cal AP los casquetes de hielo dominaban gran parte del hemisferio norte. Y la insolación controlaba el aumento y disminución del volumen de hielo en el hemisferio norte.

Las oscilaciones orbitales o ciclos de Milankovith (oblicuidad y precesión) influyen fuertemente en los casquetes de hielo y son soportadas por conexiones entre cambios en el volumen de hielo y las variaciones de la insolación de verano (Denton *et al.*, 2010). Por lo cual, la insolación de verano puede controlar la variabilidad y transición del final del Pleistoceno e inicios del Holoceno.

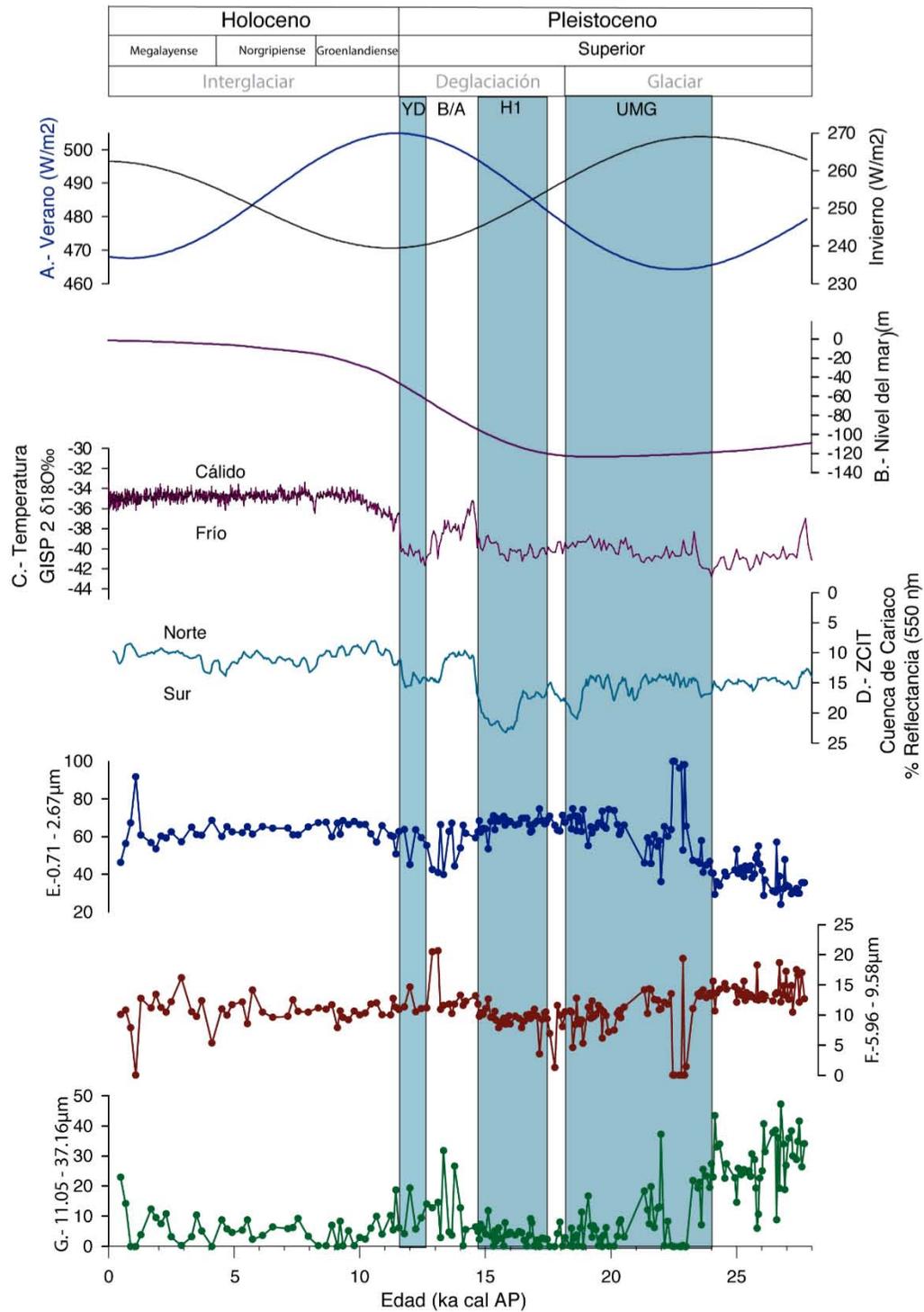


Figura 21. A.- Insolación de verano e invierno (Huybers, P., 2005). B.- Nivel del mar (m) (Bintanja, 2005). y C.-  $\delta^{18}O$  en Groenlandia del núcleo GISP2 (Grootes et al., 1997) en el cual se distinguen claramente los eventos UMG, H1, B/A y YD. D.- Núcleo 1002C del Programa de Perforación Oceánica (ODP, por sus siglas en inglés) % de reflectancia (550 nm) medido en la Cuenca de Cariaco (Peterson et al., 2000). E.- Intervalo entre 0.71-2.67 $\mu$ m (fracción fina). F.- Intervalo entre 5.96-9.58 $\mu$ m (fracción mediana) G.- Intervalo entre 11.05-37.16 $\mu$ m (fracción gruesa).

La fracción limo en los sedimentos sugiere un transporte fluvial con condiciones húmedas (Ortega *et al.*, 1999). En la cuenca de Guaymas se sugiere que durante los periodos glaciares el nivel del mar bajó y hubo una mayor entrada de material terrígeno (Curry *et al.* 1982). Los casquetes de hielo empezaron a retroceder hace aproximadamente 19 ka cal AP en los márgenes continentales del noroeste del Pacífico y Atlántico (Cheshire *et al.*, 2013).

En el núcleo JPC20, la escasez de partículas de tamaño arenas muy finas fueron observadas entre el intervalo 28-20.5 ka AP, sin embargo, probablemente pocas partículas son derivadas de material Miocénico producto de un cono volcánico andesítico expuesto a lo largo de la costa noreste de Isla del Carmen (Carreo y Helenes, 2002). El origen de estas partículas coincide con alta vesicularidad y granos encontrados en los sedimentos (Figura 18), que pueden estar relacionadas con detritos de gran tamaño generados por volcanes que podrían ser transportados hacia el golfo por arroyos o ríos, y producir posteriormente partículas de tamaño fino en los sedimentos marinos (Kereszturi y Németh, 2016). El análisis EPMA EDS (Tabla 2) muestra que los fragmentos están compuestos por porcentajes variados SiO<sub>2</sub> entre 40 - 90 % y a partir de Howie *et al.*, (1992) se reconocieron las diferentes fases minerales de las 4 muestras analizadas en las que coincide parcialmente con cuarzo, feldespato y plagioclasas.

ii) Durante la deglaciación (18-11.7 ka cal AP), el nivel del mar subió a ~60 m por debajo del nivel del mar actual, debido a un incremento en la insolación de verano (Figura 21.A) lo que causó que el volumen de los casquetes de hielo disminuyera, es decir, hubo derretimiento de las masas de hielo (Bintanja *et al.*, 2005). La humedad en invierno, el tamaño de los casquetes de hielo y la corriente de chorro sobre Norteamérica disminuyeron su intensidad (Quiroz-Jiménez *et al.*, 2018). Al aumentar la insolación de verano, las temperaturas aumentaron en el hemisferio norte y la ZCIT se fue desplazando hacia el norte. Por lo que hubo una disminución en las lluvias y se vio reflejado por que la cantidad de escorrentía fue disminuyendo.

En B.C.S. se han propuesto dos mecanismos asociados a la insolación de verano: (1) el movimiento hacia el norte de la ZCIT que conduce a una alberca de agua caliente cercana al margen Pacífico de Norteamérica que llevó humedad, y (2) un fortalecimiento de la alta

presión del Pacífico norte que bloquea la advección de la humedad tropical hacia el continente. Los efectos de los mecanismos propuestos podrían ser más importantes principalmente en el extremo ascendente de la curva de insolación de verano controlada por el movimiento de precesión (Antinao *et al.*, 2016). Otros registros al SO de Estados Unidos presentan altos niveles del lago y la expansión de bosques (18 a 13 ka cal AP, Smith y Strret-Perrot, 1983).

Durante la deglaciación (~18-11.5 ka cal AP), las cambiantes condiciones de esta transición trajeron continuas variaciones en el clima regional como se describe a continuación. A escala global, el nivel del mar fue aumentando desde los -130 m (durante el UMG) hasta los -60 m (relativo nivel actual), al ir aumentando el nivel del mar los glaciares iban disminuyendo su volumen. Toda el agua que se encontraba en los glaciares en estado sólido al aumentar la insolación de verano se fue derritiendo y el agua pasó a formar parte de los océanos en estado líquido.

Estudios realizados en núcleos de hielo del hemisferio norte, obtenidos del casquete de Groenlandia (núcleo GISP2) (Grootes *et al.*, 2005) (Figura 21.C) se analizó el  $\delta^{18}\text{O}$  como paleoindicador de volumen de hielo y temperatura, en el cual se observan ligeras oscilaciones y una marcada disminución del  $\delta^{18}\text{O}$ , correspondientes al evento frío H1 entre ~17.5 - 14.5 ka cal AP y al evento YD entre 12.8 - 11.5 k cal AP. Registros marinos del GC sugieren un cambio latitudinal en la posición promedio de la alta subtropical desde los ~27°N (del UMG) a los 32° N ocurrido entre 14 - 13 ka cal AP (Barron *et al.*, 2005), además, por los registros de Cuenca Cariaco, se sabe que entre ~15 - 12.8 cal ka AP y entre ~13 a 11.7 ka cal AP, la ZCIT se encontraba hacia el norte (Figura 21 D).

Al sur de Baja California, entre los 14 - 11 ka cal AP se han sugerido varios eventos de humedad por un incremento de lluvia de invierno, con evidencia en el aumento del nivel de los lagos, gradación de sistemas de abanicos aluviales y por registros de polen en pantanos, que coincide, con el evento cálido del B/A (~14.5 a ~12.8 ka cal AP). Asimismo, en los núcleos de hielo de Groenlandia se observa un máximo en el  $\delta^{18}\text{O}$  (Figura 21 .C) y se ha propuesto un aumento en la intensidad del Jet del Caribe de bajos niveles que pudo transportar más humedad hacia la región del NO de México (Roy *et al.*, 2016).

Entre 12.8 a 11.6 ka cal AP, la región NO de México observó condiciones secas con bajos niveles del lago, así como cambios en el registro de polen (Ortega-Rosas *et al.*, 2008). En el núcleo JPC20 se observa un segundo incremento de material fluvial durante la deglaciación (Figura 21.G).

Entre los 12-9 ka cal AP, se registran bosques en el desierto de Sonora que han sido interpretados como evidencia del incremento de la precipitación monzónica que fue cercano a 30% mayor que en la actualidad (Keigwin *et al.*, 1990).

De manera general para la región subtropical de la costa oeste de Norteamérica, se sugiere que la cantidad de lluvia monzónica disminuyó en la transición del Holoceno-Pleistoceno pues no se dieron las condiciones adecuadas para el inicio de un monzón (Roy *et al.*, 2015., temperaturas superiores a 26°C, el gradiente vertical de temperatura en la tropósfera baja debe ser inestable ya que favorece el flujo de calor y humedad hacia la atmósfera, generando convección y formación de sistemas de conglomerados de nubes) En el desierto de Mojave se ha reportado el movimiento gradual hacia el norte de las tormentas durante la transición Pleistoceno-Holoceno (Roy *et al.*, 2012), mientras que la insolación de verano (junio) a los 25°N se observa que llega a un máximo y empieza a disminuir gradualmente (Metcalf *et al.*, 2015).

iii) Durante el periodo interglaciar (11.7 ka cal AP hasta la actualidad), las lluvias de verano en el NO de México fueron dominantes durante el Holoceno temprano relacionado con una fuerte insolación de verano (Roy *et al.*, 2010). A los 11 ka cal AP se encontraron condiciones secas al N de Baja California que pueden reflejar el evento de YD en donde los lagos desaparecieron y comenzó la acumulación eólica (Ortega *et al.*, 1999).

En los desiertos al noreste de México regresan las condiciones húmedas después de un periodo relativamente seco (YD) que ha sido interpretadas como el reflejo del aumento en la precipitación de verano (Metcalf *et al.*, 2015). Se reportan condiciones más húmedas y probablemente condiciones cálidas entre los 12 - 7 ka cal AP, los cuales trajeron un incremento en la escorrentía y la acumulación de sedimento, aunque los niveles de algunos

lagos fueron constantes con grandes lluvias en invierno (Ortega., 1999). Se observan condiciones secas al SO de Estados Unidos entre los 10 a 7 ka cal AP (Asmeron *et al.*, 2007).

Un estudio realizado por Murillo de Nava *et al.* (1999), a partir de los depósitos eólicos en B:C:S. durante el Holoceno temprano sugiere que el campo de orientación de las dunas cambia con respecto a la circulación atmosférica. Los vientos son más fuertes en el Holoceno temprano y se propone que vienen principalmente del NO y durante el Holoceno medio la dirección que predominaba era del SO. La entrada de sedimento eólico en Bahía Kino, a los 6 ka cal AP es comparable con la retirada de bosques de pino en la Sierra Madre Occidental y el continuo incremento del nivel del mar (Caballero *et al.*, 2005).

El inicio de las condiciones secas actuales se especula que pudo haber iniciado a los 5 ka cal AP, mientras que en Sonora el matorral de desierto se estableció después de 8.9 ka cal AP (Metcalf *et al.*, 2000), ya que las condiciones son muy similares a las actuales. Cerca de los 4 ka cal AP se observa un patrón complejo que podría relacionarse con la reducción del monzón asociado con la migración gradual hacia el sur de la ZCIT, y la disminución de insolación en el hemisferio norte (Metcalf *et al.*, 2015).

Se sugiere en términos generales que en los últimos 2 ka cal AP se asocia una fuerte variabilidad relacionado con el incremento de ENSO/PDO, esto ocurre en un contexto de una tendencia de secas en el centro y sur como un continuo movimiento hacia el sur de la ZCIT (Barron y Anderson, 2011). Mientras que el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT sobre el pacífico tropical del este es controlado por los fuertes gradientes de temperatura en el Pacífico central del este (ecuador frío y latitudes medias cálidas) (Liu *et al.*, 2004).

Estudios en la región oeste de los desiertos de Norteamérica (Roy *et al.*, 2010) sugieren, que las variaciones a largo plazo en la humedad se encuentran relacionadas con la insolación de verano-invierno, la posición la corriente chorro polar, la desaparición del casquete de hielo Laurentino y el calentamiento del Atlántico Norte, además de que el monzón de Norteamérica cambia la circulación atmosférica y el incremento de la actividad convectiva en México.

### 5.3 Series de tiempo

De acuerdo a los registros marinos se observan ciclos a escalas centenarias y milenarias. En el núcleo JPC20 las periodicidades de 1100, 1200 y 1320 se encuentran cercanas a (~1500 años) que en diferentes estudios coinciden con los ciclos Bond (Bond et al., 2001; Asmeron et al., 2007). Además, se sugiere una relación entre el cambio climático y la variabilidad solar en los últimos 28 ka cal AP que coincide con registros de espeleotemas al SO de Estados Unidos con periodicidades de 1,533 y 444 años con intervalos de confianza mayor a 95%.

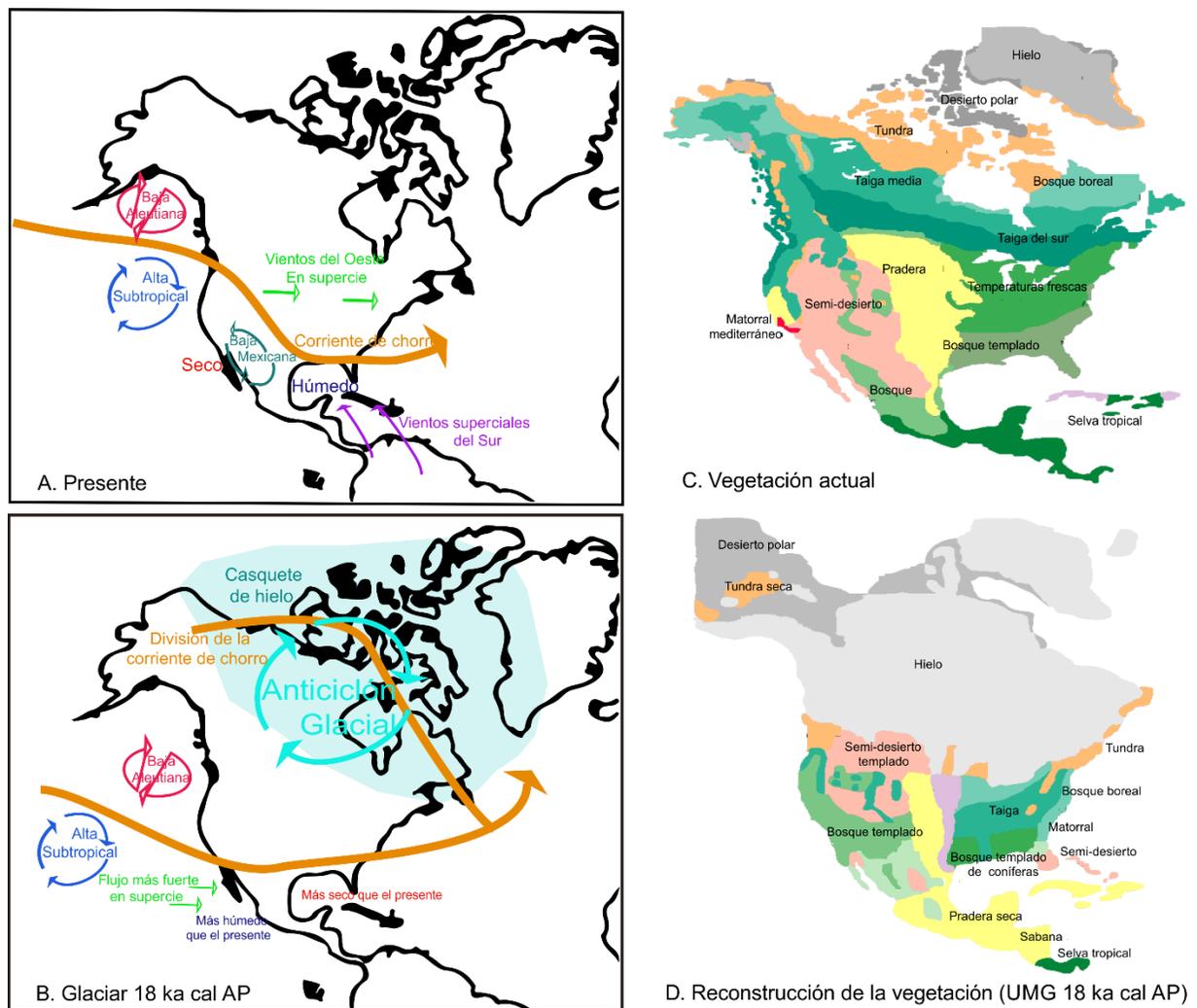


Figura 22. Contraste de la circulación atmosférica, precipitación y cobertura de hielo glacial-interglaciar. A.-Presente. B.-Glaciar (UMG). Modificado de (Ganeshram y Pedersen, 1998). C.-Vegetación presente. D.-Reconstrucción de la vegetación durante el UMG. Modificado de (Adams, 1997).

Blanchet *et al* (2007) sugiere dos patrones de entrada de material terrígeno en la región sur de Baja California: (1) variaciones a escala milenaria de transporte fluvial que fue relacionado con variaciones de temperatura en altas latitudes, probablemente debido a la influencia de los casquetes de hielo de Norteamérica; (2) cambios periódicos en el transporte eólico que fueron pausados por la insolación tropical, con máxima aridez y fuerte deflación durante periodos de baja insolación.

Por otro lado, Bond *et al* (2001) sugiere que cuando la insolación solar disminuye, la atmósfera del hemisferio norte se enfría y fuerza un ligero cambio hacia el sur de la corriente de chorro subtropical y una disminución en la circulación de la celda de Hadley que llevó a una reducción de precipitación en latitudes bajas y probablemente un mecanismo relacionado con la posición promedio de la ZCIT.

De manera clara, el clima del Pacífico Tropical es sensible a eventos de altas latitudes mediante sistemas de presión atmosférica y la posición de la ZCIT a través del océano y atmosfera (McClymont *et al.*, 2012). Las observaciones a escala glacial-interglacial y milenaria del clima del Pacífico Tropical han utilizado analogías modernas para guiar su interpretación, enfocado en la migración de la ZCIT (Leduc *et al.*, 2009). El principal forzamiento de la variabilidad del océano-atmósfera y clima al sur del GC es la variabilidad solar, ya que es el mecanismo por el cual se propician las variaciones en la posición relativa de la ZCIT (Gonzalez-Yajimovich, 2004). Asimismo, Kirby *et al.*, (2007) propone que los cambios de insolación de verano/invierno son el principal forzante a largo plazo en la variabilidad climática en el sur de California. Se sabe que la insolación ha cambiado a lo largo del Holoceno, actualmente la insolación de invierno es 9% más alta y la insolación de verano es 7% más baja que hace 10,000 años. Además, un posible mecanismo vinculado con la variabilidad solar probablemente afecta los sistemas de la PDO y ENSO (Asmeron,2007).

De igual modo, Haug *et al.*, (2003) relacionan la precipitación con la posición promedio de la ZCIT., cuando hay periodos con alta insolación, la ZCIT migra hacia el norte y se presentan condiciones cálidas en el océano Atlántico y Pacífico que lleva a un comportamiento coherente del sistema climático durante el Holoceno medio y causa un incremento en las lluvias de verano (Barron *et al.*, 2012). Mientras que, durante periodos con baja insolación, la ZCIT migra hacia el sur y al final del Holoceno la precipitación de invierno incrementa

(Asmeron *et al.*, 2007). De esta manera, no es equivocado pensar que el forzante solar también influye en la variabilidad a escalas centenarias y milenarias (Bond *et al.*, 2001).

## 6. Conclusiones

En el presente estudio se reconstruyeron las variaciones en el registro de material terrígeno de los últimos 28 mil años AP con base en el análisis de tamaño de grano. Se identificaron tres distribuciones. La fracción fina (w1) que posee intervalos entre 0.71-2.67  $\mu\text{m}$  (arcillas). La fracción mediana (w2) con tamaños entre 5.96-9.58  $\mu\text{m}$ , que se encuentra dentro del rango promedio actual de las partículas de polvo provenientes del desierto ( $<10 \mu\text{m}$ ). Y la fracción gruesa (w3) con tamaños 11.05-37.16  $\mu\text{m}$  (limo fino a grueso), que forma parte de los lodos hemipelágicos que probablemente son transportados por vientos de bajas latitudes durante periodos cortos de suspensión, tormentas, turbulencia o descargas de ríos.

Se realizaron series de tiempo con las tres distribuciones obtenidas con el ajuste del modelo de Weibull. Encontramos que las tres fracciones coinciden poseen periodicidades entre ~400-600 año/ciclo y de 1000- 1300 año/ciclo que coinciden con los ciclos Bond (~1500 años), los cuales son intrínsecos al sistema climático terrestre, cuyo principal forzante es la radiación solar. Cuando disminuye la irradiancia solar, la atmosfera del hemisferio norte se enfría y fuerza un ligero cambio hacia el sur de la corriente de chorro subtropical y una disminución en la circulación de la celda de Hadley, disminución de lluvias en latitudes bajas. Además, el Pacífico Tropical es sensible a los sistemas de presión atmosférica y la posición de la ZCIT a través de los cambios que causa en el océano y la atmosfera, influyendo a escalas centenarias y milenarias.

A partir de la reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática de los últimos 28 cal ka AP, se identificaron tres periodos paleoclimáticos principales.

- 1) Durante el periodo glaciario que abarca entre los 28 – 18 ka cal AP disminuyó el nivel del mar aproximadamente 120 m, las plataformas continentales aumentaron su extensión (más amplias) e incrementó la entrada fluvial (aumento de lluvias) proveniente del margen oriental y occidental hacia las cuencas que se encuentran en el GC permitiendo una mayor entrada de material terrígeno de la Isla del Carmen hacia la Cuenca del Carmen. Se sugiere que durante el UMG (24 – 18 ka cal AP) las condiciones húmedas se deben a la migración hacia el sur del jet polar y de la alta

subtropical de Pacífico debido al aumento del volumen de los casquetes de hielo Laurentino, así como también al movimiento hacia el sur de la ZCIT, baja insolación de verano y tal vez la presencia de monzones de invierno producida por un mayor gradiente de presión océano-continente.

- 2) Durante la deglaciación (18-12 ka cal AP), incrementó la insolación de verano que causó la retirada de los glaciares y un aumento en el nivel del mar de ~60 m. Al incrementar la insolación en el hemisferio norte, la ZCIT migró hacia el norte generando condiciones cálidas que dieron lugar a un incremento en las lluvias de verano. De manera contraria hubo una disminución en la intensidad de la corriente de chorro sobre Norteamérica y de la humedad en invierno. Se han propuesto dos mecanismos relacionados con la insolación de verano: a) el movimiento hacia el norte de la ZCIT que conduce una alberca de agua caliente más grande cercana a la región suroeste de Norteamérica, pero también, b) un fortalecimiento de la alta presión del Pacífico Norte que bloquea la advección de la humedad tropical en el continente. Los efectos de los mecanismos propuestos podrían ser más importantes principalmente en el extremo ascendente de la curva de insolación de verano controlada por el movimiento de precesión. Se sugieren varios eventos de humedad debido al incremento de la lluvia de invierno. Al final de este periodo se registran bosques en el actual desierto de Sonora debido al incremento de la precipitación monzónica.
  
- 3) Durante el periodo interglaciar (12 ka cal AP hasta la actualidad), las lluvias de verano fueron dominantes durante el Holoceno temprano relacionado con una fuerte insolación de verano. El inicio de las condiciones áridas actuales en el desierto de Sonora se sugiere que empezaron entre los 5 - 4 ka cal AP. Cuando las masas de hielo se retiraron, la corriente de chorro se desplazó hacia el norte provocando una reducción en la humedad de invierno en la región. Cerca de los 4 ka cal AP se observa un patrón que podría relacionarse con la reducción del monzón, la migración gradual hacia el sur de la ZCIT y la disminución de la insolación de verano en el hemisferio norte.

## Referencias

- Adams J.M. (1997). Global land environments since the last interglacial. Oak Ridge National Laboratory, TN, USA. [Http://www.esd.ornl.gov/ern/qen/nerc.html](http://www.esd.ornl.gov/ern/qen/nerc.html)
- Ahrens, C. D. (2011). Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere. Cengage Learning.
- Álvarez-Borrego, S. (1983). Gulf of California. *Ecosystems of the World*, 26, 427-449.
- Alvarez-Borrego, S., & Lara-Lara, J. R. (1991). The Physical Environment and Primary Productivity of the Gulf of California: Chapter 26: Part V. Physical Oceanography, Primary Productivity, Sedimentology.
- Antinao, J. L., mcdonald, E., Rhodes, E. J., Brown, N., Barrera, W., Gosse, J. C., & Zimmermann, S. (2016). Late Pleistocene-Holocene alluvial stratigraphy of southern Baja California, Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 146, 161-181.
- Arellano-Torres, E., Álvarez-Covelli, C., Kasper-Zubillaga, J. J., & del Socorro Lozano-García, M. (2018). A 14 ka record of dust input and phytoplankton regime changes in the subtropical NE Pacific: oceanic and terrestrial processes linked by teleconnections at sub-orbital scales. *Paleoceanography and Paleoclimatology*.
- Asmerom, Y., Polyak, V., Burns, S., & Rasmussen, J. (2007). Solar forcing of Holocene climate: New insights from a speleothem record, southwestern United States. *Geology*, 35(1), 1-4.
- Baba, J. (1986). Terrigenous sediments in two continental margin environments: western South America and the Gulf of California. (Tesis de doctorado). Universidad de Oregón, Estados Unidos.
- Barron, J. A., & Anderson, L. (2011). Enhanced Late Holocene ENSO/PDO expression along the margins of the eastern North Pacific. *Quaternary International*, 235(1-2), 3-12.
- Barron, J. A., Bukry, D., & Bischoff, J. L. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*, 50(3), 185-207.

- Barron, J. A., Bukry, D., & Dean, W. E. (2005). Paleooceanographic history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology*, 56(3-4), 81-102.
- Barron, J. A., & Bukry, D. (2007). Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology*, 62(2), 115-139.
- Barron, J. A., Metcalfe, S. E., & Addison, J. A. (2012). Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 27(3).
- Bathymetric Data Viewer <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathymetry/>
- Bernal, G., Ripa, P., & Herguera, J. C. (2001). Variabilidad oceanográfica y climática en el bajo Golfo de California: Influencias del Trópico y Pacífico Norte. *Ciencias Marinas*, 27(4).
- Bintanja, R., van de Wal, R. S., & Oerlemans, J. (2005). Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, 437(7055), 125.
- Blanchet, C. L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E., & Beaufort, L. (2007). Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. *Quaternary Science Reviews*, 26(25-28), 3118-3133.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., ... & Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294(5549), 2130-2136.
- Brito-Castillo, L., M.A. Crimmins y S.C. Díaz C. (2010). Clima. En: F.E. Molina-Freaner y T.R. Van-Devender, eds. *Diversidad biológica de Sonora*. UNAM, México, pp. 73-96
- Caballero, M., Peinalba, M. C., Martínez, M., Ortega-Guerrerol, B., & Vázquez, L. (2005). A Holocene record from a former coastal lagoon in Bahía Kino, Gulf of California, Mexico. *The Holocene*, 15(8), 1236-1244.
- Calmus, T., Búrquez, A., & Yrizar, A. M. (2017) El golfo de California: un océano joven, región megadiversa, vínculo entre tectónica y ecología. *Ciencia UANL*; (85), 59-64.

- Calvert, S. E. (1966). Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 77(6), 569-596.
- Carreño, Ana & Helenes, Javier. (2002). Geology and ages of the islands. *A New Island Biogeography of the Sea of Cortés*. 14-40.
- Cheshire, H., Thurow, J., & Nederbragt, A. J. (2005). Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 20(5), 457-469.
- Cheshire, H., & Thurow, J. (2013). High-resolution migration history of the Subtropical High/Trade Wind system of the northeastern Pacific during the last~ 55 years: Implications for glacial atmospheric reorganization. *Paleoceanography*, 28(2), 319-333.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., & Fan, J. X. (2013). The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes*, 36(3), 199-204.
- Curry, J. R., Emmel, F. J., Moore, D. G., & Raitt, R. W. (1982). Structure, tectonics, and geological history of the northeastern Indian Ocean. In *The ocean basins and margins* (pp. 399-450). Springer, Boston, MA.
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., & Putnam, A. E. (2010). The last glacial termination. *Science*, 328(5986), 1652-1656.
- Deser, Clara, Trenberth, Kevin & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Última modificación 06 Ene 2016. "The Climate Data Guide: Pacific Decadal Oscillation (PDO): Definition and Indices." Tomado de <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/pacific-decadal-oscillation-pdo-definition-and-indices>.
- Espinosa, D., S. Ocegueda et al. 2008. El conocimiento biogeográfico de las especies y su regionalización natural, en *Capital natural de México*, vol. I : Conocimiento actual de la biodiversidad. Conabio, México, pp. 33-65.
- Ganeshram, R. S., & Pedersen, T. F. (1998). Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for quaternary paleoclimate. *Paleoceanography*, 13(6), 634-645.

- González-Yajimovich, O. E. (2004). Holocene sedimentation in the southern Gulf of California and its climatic implications (Doctoral dissertation, University of Southern California).
- Gould, J., Kienast, M., & Dowd, M. (2017). Investigation of the UK37'vs. SST relationship for Atlantic Ocean suspended particulate alkenones: An alternative regression model and discussion of possible sampling bias. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 123, 13-21.
- Hammer, Ø., Harper, D. A., & Ryan, P. D. (2001). PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia electronica*, 4(1), 9.
- Herguera, J. C., Herbert, T., Kashgarian, M., & Charles, C. (2010). Intermediate and deep water mass distribution in the Pacific during the Last Glacial Maximum inferred from oxygen and carbon stable isotopes. *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), 1228-1245.
- Hernández, M. (1989). Condiciones climáticas del Golfo de California y sus islas. *Investigaciones geográficas*, (20), 71-87.
- Howie, R. A., Zussman, J., & Deer, W. (1992). An introduction to rock-forming minerals. Longman.
- INEGI. 2014 Anuario Estadístico y Geográfico por Entidad Federativa. Mexico: Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 774.
- Keigwin, L. D., & Jones, G. A. (1990). Deglacial climatic oscillations in the Gulf of California. *Paleoceanography*, 5(6), 1009-1023.
- Keigwin, L. D. (2002). Late Pleistocene-Holocene paleoceanography and ventilation of the Gulf of California. *Journal of Oceanography*, 58(2), 421-432.
- Kereszturi, G. And Németh, K. (2016). Sedimentology, eruptive mechanism and facies architecture of basaltic scoria from Auckland Volcanic Field (New Zealand). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 324, 41-56
- Kirby, M. E., Lund, S. P., Anderson, M. A., & Bird, B. W. (2007). Insolation forcing of Holocene climate change in Southern California: a sediment study from Lake Elsinore. *Journal of Paleolimnology*, 38(3), 395-417.

- Kirby, M.E., Lund, S.P., Bird, B.W., (2006). Mid-Wisconsin sediment record from Baldwin Lake reveals hemispheric climate dynamics (Southern CA, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 267–283.
- Kluesner, J., Lonsdale, P., & González-Fernández, A. (2014). Late Pleistocene cyclicality of sedimentation and spreading-center structure in the Central Gulf of California. *Marine Geology*, 347, 58-68.
- Lavín, M. F., & Marinone, S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. In *Nonlinear processes in geophysical fluid dynamics* (pp. 173-204). Springer, Dordrecht.
- Leduc, G., L. Vidal, K. Tachikawa, and E. Bard (2009), ITCZ rather than ENSO signature for abrupt climate changes across the tropical Pacific?, *Quat. Res.*, 72(1), 123–131
- Liu, Z., Harrison, S. P., Kutzbach, J., & Otto-Bliesner, B. (2004). Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. *Climate Dynamics*, 22(2-3), 157-182.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, (499-521), 499-521.
- Lüdecke, H. J., Hempelmann, A., & Weiss, C. O. (2013). Multi-periodic climate dynamics: spectral analysis of long-term instrumental and proxy temperature records. *Climate of the Past*, 9(1), 447-452.
- Marchitto, T. M., Muscheler, R., Ortiz, J. D., Carriquiry, J. D., & van Geen, A. (2010). Dynamical response of the tropical Pacific Ocean to solar forcing during the early Holocene. *Science*, 330(6009), 1378-1381.
- Marinone, S. G. (2003). A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C10).
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L. D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quat. Res.* 62, 243–255.
- McClymont, E. L., Ganeshram, R. S., Pichevin, L. E., Talbot, H. M., van Dongen, B. E., Thunell, R. C., ... & Valdes, P. J. (2012). Sea-surface temperature records of

- Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. *Paleoceanography*, 27(2).
- Méndez González, J., Ramírez Leyva, A., Cornejo Oviedo, E., Zárate Lupercio, A., & Cavazos Pérez, T. (2010). Teleconexiones de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) a la precipitación y temperatura en México. *Investigaciones geográficas*, (73), 57-70.
- Metcalf, S. E., Barron, J. A., & Davies, S. J. (2015). The Holocene history of the North American Monsoon: 'known knowns' and 'known unknowns' in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews*, 120, 1-27.
- Mix, A. C., Bard, E., & Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20(4), 627-657.
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., ... & Barnola, J. M. (2001). Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations over the last glacial termination. *Science*, 291(5501), 112-114.
- NWS JetStream-Inter-Tropical Convergence Zone, Weather.gov  
<https://www.weather.gov/jetstream/itcz>
- Ortega-Rosas, C. I., Guiot, J., Penalba, M. C., & Ortiz-Acosta, M. E. (2008). Biomization and quantitative climate reconstruction techniques in northwestern Mexico—With an application to four Holocene pollen sequences. *Global and Planetary Change*, 61(3-4), 242-266.
- Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Lozano García, S., & De-La-O-Villanueva, M. (1999). Palaeoenvironmental record of the last 70,000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, Mexico: Preliminary results. *Geofis. Int*, 38, 1-11.
- Pacific Decadal Oscillation (PDO) | Teleconnections | National Centers for Environmental Information (NCEI), NOAA <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/pdo/>
- Paillard, D., Labeyrie, L., & Yiou, P. (1996). Macintosh program performs time-series analysis. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77(39), 379-379.
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., & Röhl, U. (2000). Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, 290(5498), 1947-1951.

- Pichevin, L., Cremer, M., Giraudeau, J., & Bertrand, P. (2005). A 190 ky record of lithogenic grain-size on the Namibian slope: Forging a tight link between past wind-strength and coastal upwelling dynamics. *Marine Geology*, 218(1-4), 81-96.
- Pike, J., & Kemp, A. E. (1997). Early Holocene decadal-scale ocean variability recorded in Gulf of California laminated sediments. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 12(2), 227-238.
- Ponomareva, V., Portnyagin, M., Pevzner, M., Blaaw, M., Kyle, P., Derkachev, a., 2015. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 1459-1482
- Quiroz-Jiménez, J. D., Roy, P. D., Beramendi-Orosco, L. E., Lozano-García, S., & Vázquez-Selem, L. (2018). Orbital-scale droughts in central-northern Mexico during the late Quaternary and comparison with other subtropical and tropical records. *Geological Journal*, 53(1), 230-242.
- Rea, D. K. (1994). The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Reviews of Geophysics*, 32(2), 159-195.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., ... & Grootes, P. M. (2013). Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Rivera, N. I. R., Gill, T. E., Gebhart, K. A., Hand, J. L., Bleiweiss, M. P., & Fitzgerald, R. M. (2009). Wind modeling of Chihuahuan Desert dust outbreaks. *Atmospheric Environment*, 43(2), 347-354.
- Roy, P. D., Caballero, M., Lozano, R., Ortega, B., Lozano, S., Pi, T., ... & Morton, O. (2010). Geochemical record of Late Quaternary paleoclimate from lacustrine sediments of paleo-lake San Felipe, western Sonora Desert, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(3), 586-596.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, S., Morton, O Lozano, R.,... Y Macías, M.C. (2012) Provenance of sediments deposited at paleolake San Felipe, western Sonora Desert:

Implications to regimes of summer and winter precipitation during last 50 cal kyr BP.  
*Journal of Arid Environments* 81, 47-58

- Roy, P. D., Chávez-Lara, C. M., Beramendi-Orosco, L. E., Sánchez-Zavala, J. L., Muthu-Sankar, G., Lozano-Santacruz, R., ... & López-Balbiaux, N. (2015). Paleohydrology of the Santiaguillo Basin (Mexico) since late last glacial and climate variation in southern part of western subtropical North America. *Quaternary Research*, 84(3), 335-347.
- Salinas Zavala, C. A., Lluch Belda, D., HERNÁNDEZ VÁZQUEZ, S., & LLUCH COTA, D. B. (1998). La aridez en el noreste de México. Un análisis de su variabilidad espacial y temporal. *Atmósfera*, 11(1).
- Schulz, M., & Mudelsee, M. (2002). REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, 28(3), 421-426.
- Smith, G. I., & Street-Perrot, F. A. (1983). Pluvial lakes of the western United States. In Wright, HE] r., and Porter, SC, (Eds.), *Late—Quaternary Environments of the United States, Volume 1, The Late Pleistocene*.
- Stock, J. M., & Hodges, K. V. (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*, 8(1), 99-115.
- Stahle, D.W., Burnette, D.J., Villanueva Diaz, J., Heim Jr., R.R., Fye, F.K., Cerano Paredes, J., Acuna Soto, R., Cleaveland, M.K., 2012a. Pacific and Atlantic influences on Mesoamerica climate over the past millennium. *Clim. Dyn.* 39, 1431-1446.
- Stuiver M, Reimer PJ and Reimer RW. 2019 CALIB Radiocarbon Calibration. CALIB 7.1 [WWW 621 program]. Available at: <http://calib.org/calib/>
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D. K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z., & Su, R. (2002). Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152(3-4), 263-277.
- Silva, K. A., Corliss, B. H., Rathburn, A. E., & Thunell, R. C. (1996). Seasonality of living benthic foraminifera from the San Pedro Basin, California Borderland. *Oceanographic Literature Review*, 9(43), 916.

The Intertropical Convergence Zone () Earthobservatory.nasa.gov  
<https://earthobservatory.nasa.gov/images/703/the-intertropical-convergence-zone>

Thunell, R., Anderson, D., Gellar, D., & Miao, Q. (1994). Sea-surface temperature estimates for the tropical western Pacific during the last glaciation and their implications for the Pacific warm pool. *Quaternary Research*, 41(3), 255-264.

Thunell, R. C. (1998). Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45(12), 2059-2083.

Travel Weather Averages (Weatherbase) Weatherbase (2019) Baja California Sur.  
<Http://www.weatherbase.com>.

Tsoar, H., & Pye, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34(1), 139-153

Van Andel, T. H. (1963). Algunos aspectos de la sedimentación reciente en el Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 26(2), 85-94.

Van Andel, T H., y Shor, G ed. (1964) Marine geology or the gulf of california: American Association of Petroleum Geologists Memoir.

Vidal-Zepeda, R. (1990), 'Precipitación media anual' en Precipitación, IV.4.6. Atlas Nacional de México. Vol II. Escala 1 :4000000. Instituto de Geografía, UNAM. México

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5), 377-392.