

Universidad Autónoma de Baja California

Facultad de Ciencias Marinas



"Análisis crono-estratigráfico de las terrazas marinas del Cuaternario tardío en la costa noroeste del alto Golfo de California, B.C. México"

> Tesis que para obtener el título de OCEANÓLOGO

> > Presenta: Ivan Arturo Peña Villa

Ensenada, Baja California, México. Agosto de 2019

"Análisis crono-estratigráfico de las terrazas marinas del Cuaternario tardío en la costa noroeste del alto Golfo de California, B.C. México"

> TESIS Que Para obtener el título de Oceanólogo Presenta:

> > Ivan Arturo Peña Villa

Aprobada por: Dr. Ronald Spelz Madero Presidente del jurado

Dr. Miguel Téllez Duarte Sinodal propietario

Dr. Ismael Yarbuh Secretario

i

RESUMEN.

Localizadas en la costa noroeste del alto Golfo de California (aGC) se encuentran distribuidas una serie de terrazas marinas levantadas, cuvo origen ha sido correlacionado con los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario Tardío. particularmente durante el último máximo interglaciar hace aproximadamente 125 ka cuando el nivel del mar se alcanzó \sim 6m por encima de su nivel actual (Ortlieb, 1981; Meldhal y Cutler, 1992). Sin embargo, el control crono-estratigráfico en la región es muy escaso e incierto por diversos factores que interfieren seriamente con los métodos clásicos de fechamiento tales como, ¹⁴C, series de Uranio y racemización de aminoácidos. Por esta razón la datación de sedimentos marinos y costeros alrededor del mundo se ha tenido que estimar a través de la búsqueda y aplicación de nuevas técnicas geocronológicas, tales como la Termoluminiscencia (TL), Luminiscencia Estimulada por Rayos Infrarrojos (IRSL) y Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL). En este estudio se obtuvieron las primeras edades de OSL en México a partir de sedimentos de playa y duna, con el fin de caracterizar cuantitativamente la edad de las terrazas marinas levantadas en la costa noroeste de Baja California (San Felipe). A partir de las edades OSL y el análisis estratigráfico detallado de las terrazas, se construyó un modelo crono-estratigráfico y cartográfico confiable el cual permite descifrar la formación y evolución de estos depósitos en respuesta a los cambios absolutos del nivel del mar y/o al régimen tectónico local y regional. Las edades de OSL obtenidas a partir de los sedimentos de playa más jóvenes (15.60±0.78 Ka-5.71±0.85 Ka), son claramente subestimadas debido a la presencia de bioturbación. Estos depósitos, cuya altura con respecto al nivel medio del mar es de ~11m, se correlaciona entonces con los depósitos marinos (coguina) que representa la cima de las terrazas marinas localizadas en la porción oriental del Golfo, y cuya edad corresponde al subestadío isotópico 5e (~125 Ka). Las edades obtenidas en los depósitos de dunas (12.61±0.57–13.18±0.67 Ka) registran la transición hacia un ambiente de depositación continental poco antes del Holoceno. Las terrazas marinas de San Felipe, localizadas en el bloque de techo del escarpe principal del Golfo (sistema de fallas Sierra Juárez y San Pedro Mártir) deberían registrar una subsidencia similar a la tasa de levantamiento de las sierras peninsulares (~4.8±1.5 mm/a). No obstante sus edades y elevación con respecto al nivel medio del mar sugieren que las terrazas marinas han más bien experimentado un levantamiento de ~0.04mm/a. Se sugiere que este levantamiento puede ser el resultado de un proceso epirogénico, probablemente relacionados con la zona de anomalías de baja velocidad localizadas en el noroeste del aGC y las cuales se han interpretado como el resultado de la fusión parcial y el ascenso dinámico del manto.

Palabras Clave: geocronología, luminiscencia ópticamente estimulada, alto Golfo de California.

Dedicatoria

A mi abuelita Licha A mi querida y grande familia

"UN HOMBRE DE CONOCIMIENTO ES ALGUIEN QUE HA SEGUIDO DE VERDAD LAS PENURIAS DE APRENDER. UN HOMBRE QUE, SIN APURO, SIN VACILACIÓN, HA IDO LO MÁS LEJOS QUE PUEDE EN DESENREDAR LOS SECRETOS DEL PODER Y EL CONOCIMIENTO."

CARLOS CASTANEDA

LAS ENSEÑANZAS DE DON JUAN

A Mariela, por haberte convertido en mi luz en la oscuridad y apoyo en este largo proceso. Por tu vida que me entregas cada día.

"NINGÚN ÁRBOL SE DICE, PUEDE CRECER HASTA EL CIELO A MENOS DE QUE SUS RAÍCES HAYAN ALCANZADO EL INFIERNO"

C.G. JUNG

Agradecimientos

La realización del presente trabajo de tesis fue posible gracias al apoyo económico derivado de los proyectos No. 401/1/C/142/18, de la 18a. Convocatoria Interna de Apoyo para Proyectos de Investigación de la UABC, y CB-2014-239818 de la Convocatoria de Ciencia Básica CONACyT 2014. A los responsables de estos proyectos, Dr. Ronald Spelz y Dr. John Fletcher, respectivamente, mis más sinceros agradecimientos por su apoyo incondicional.

A los miembros de mi comité: Dr. Miguel Téllez e Ismael Yarbuh, por brindarme su valioso tiempo, conocimiento y acertadas observaciones para la culminación de este trabajo.

A mis profesores durante la carrera.

A todo el personal de la Facultad de Ciencias Marinas UABC.

A mi abuelita, mamá, tutora, guía, maestra, doctora, enfermera e inspiración Alicia Manjarrez y Zavala, por darme todo su amor, las historias, sus risas y abrazos, y enseñarme a respetar toda forma de vida desde el día en que nací. Te amo abue.

A mi madre Patricia Maricela Villa Salgado por darme la vida y siempre enseñarme a su manera.

A mi padre Arturo Peña Manjarrez, por estar siempre ahí, por ser como eres y ser como soy.

A mi hermanita chula, Alicia Jatziri Peña Villa, por que aún no sabemos si son ojos o son uvas, por tanto amor, risa y llanto que pasamos juntos; por ser mi doctora favorita, por los sobrinos tan lindos que me diste.

A mis abuelos †, tíos, primos y sobrinos. Los quiero de aquí a Saturno.

A mi tío Alfredo, por siempre estar ahí para escuchar y siempre tener un buen consejo o libro para recomendar.

A mi tío Carlos, por ser el alto mando.

A mi tío Paco, Hermano, padre, tutor y maestro. Sin ti nada de esto sería posible.

A mis tíos José Luis y Lulú, por quererme como un hijo, escuchar y aguantar todas mis ideas, así como enseñarme que realmente en el mar y la ciencia la vida es más sabrosa.

A mi tío Vicente †, por enseñarme la maravilla de las rocas, por tanta música y kilómetros recorridos. La memoria de tú sonrisa sigue siendo el Sol que ilumina mi día.

A la memoria de mi querida y ardorada tía Gema †. Siempre nos harán falta tus palabras.

A José Sandez, Elías Meneses, Homar Verdugo, Alfredo Galindo, Oscar Bonilla, Jacinto León, Orlando Acosta, Daniel Armenta, Nicole Sicaeros, Francisco Aranda, Edwin Morales, Víctor Velazco, Martin Sánchez, Víctor García, Fernando Guerra, Rocío Latorre, Andrés Belain, Daniel Mendoza, Diego Sánchez, Luis Armando Zermeño, Miguel Ángel Ramírez, Vanessa Ramos, Andrés Valverde, Nazareth García, Patricia Gallo, Mitchell Rodríguez, Steph Revilla, Fernando Martínez, Silvestre Montesinos, David Corrigeoux y todos los amigos que me faltó mencionar en la ciudad de México, Guadalajara, Ensenada y Brasil. Por tan buenos tiempos, que me han hecho cada vez más fuerte y feliz para enfrentar la vida.

Contenido

Página

Resumen	ii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	ix

Capítulo I. Introducción, Área de Estudio y objetivos	1
I.1 Introducción	1
I.1.1 Características e Importancia de las Terrazas Marinas	1
I.1.2 Origen, Marco Tectónico y la Rápida Ruptura del Golfo de California	4
I.2 Área de Estudio	13
I.3 Objetivos	18
I.3.1 Objetivo General	18
I.3.2 Objetivos Específicos	18

Capitulo II. Hipótesis, Descripción y Teoría de los Métodos y Técnicas de Estudio 19

II.1 Hipótesis	19
II.2 Materiales y Métodos	19
II.2.1 Trabajo de Campo	19
II.2.2 Trabajo de Laboratorio	19
II.2.2.1 Análisis granulométrico	19
II.2.2.2 Análisis Micropaleontológico	20
II.3 Geocronología por Luminiscencia Ópticamente estimulada (OSL) de las Terrazas Marinas	21
II.3.1 Ciclo Geológico de la Luminiscencia Ópticamente Estimulada	23
II.3.2 Protocolo Regenerativo de Una Sola Alícuota	27

II.3.3 Selección del Sitio de Colecta de Muestra Para Luminiscencia	29
II.4 Radiocarbono (¹⁴ C)	30

Capitulo III. Resultados	32
III.1 Descripcición de las Columnas Estratigráficas	32
III.1.1 Columna 1, Sur de El Faro	33
III.1.2 Columna 2, Norte de El Faro	45
III.1.3 Columna 3, Residencial San Fernando	53
III.2 Resultados OSL	56

Capitulo IV. Discusiones	59
IV.1 Estratigrafía y Ambientes de Depositación de las Terrazas Marinas	59
IV.2 Cronoestratigrafía de las Terrazas Marinas	67
IV.3 Evolución Tectónica del Área de Estudio y Estimación de la Tasa de Levantamiento de las Terrazas Marinas en la Región de San Felipe, Baja California	70
IV.3.1 Levantamiento Regional de las Terrazas Marinas Emergentes en la Costa del Pacifico de Baja California	70
IV.3.2 Relación del Levantamiento Regional de la Costa del Pacifico con la Provincia Extensional del Golfo de California y el Área de Estudio	72
IV.3.3 Estimación de la Tasa de Levantamiento de las Terrazas Marinas en la Región de San Felipe, Baja California	75

Capitulo V. Conclusiones

77

Capitulo VI. Bibliografía

Lista de Figuras

Figura

Página

1	Terminología y modelo de formación de las terrazas marinas emergentes de origen erosivo (A) y de las terrazas emergentes arréciales de origen constructivo (B). El modelo general establece que estas estructuras costeras se originan a partir de la interacción del océano con la masa terrestre adyacente, creando plataformas de erosión (terrazas) o de construcción (arrecifes), las cuales representan paleo-indicadores del nivel del mar, que pueden utilizarse para estimar el basculamiento y las variaciones espaciales en el movimiento vertical de la corteza durante el Cuaternario. Similitudes encontradas en series de Uranio de corales en arrecifes constructivos en los trópicos y en terrazas marinas erosivas en latitudes medias han corroborado rigurosamente este modelo (adaptado a partir de Muhs, 2000).	2
2	Modelo digital de elevación que ilustra de manera general la ubicación geográfica del Golfo de california, así como sus principales componentes tectónicos. Las flechas indican el movimiento relativo de las placas tectónicas. Las líneas negras corresponden a zonas de fallas mayores en la región. El recuadro rojo ilustra la ubicación del área de estudio. Abreviaciones de sur a norte: EPG – escarpe principal del Golfo de California; ZFSB- zona de falla San Benito; PEG – provincia extensional del Golfo de California; ZFTA – zona de falla Tosco-Abreojos.	6
3	Modelo de evolución cinemática de dos fases de la cizalla alrededor de la microplaca de Baja California. A) Configuración de los segmentos activos de dispersión oceánica (rojo) al oeste de Baja California justo antes de ser abandonados hace 12.3 Ma. B) Se cree que entre 12.3 y 6 Ma el movimiento entre las placas Pacífico – Norteamérica fue cinemáticamente particionado en cizalla lateral – derecha (325 km) a lo largo del sistema de fallas San Benito – Tosco Abreojos (SB-TA) al oeste de Baja California , y extensión ortogonal en el Golfo de California (90 km). C) Entre los 6 – 0 Ma se cree que las fallas al oeste de Baja California se volvieron inactivas y toda la deformación relacionada con el movimiento relativo entre las placas se acomoda en el Golfo de California, el cual acomoda 345 km de cizalla transtensional integrada. En todos los recuadros la línea de costa actual aparece en azul. La corteza continental que acomodó a la cizalla post 12.3 Ma es café obscuro. Las microplacas de la corteza continental sin fallamiento se muestran en café claro. Las microplacas de la placa Farallón están coloreadas en verde obscuro. El punto negro en el abanico Magdalena representa el sitio de perforación 471 del proyecto de Perforación del Mar Profundo. La línea amarilla (296 km) en el norte de la provincia extensional del Golfo de California conecta terrenos correlacionados por Oskin y Stock (2003). Tomado de Fletcher <i>et al.</i> , (2007).	8

4	Modelo cinemático de una sola fase revisado por Fletcher y colaboradores (2007) para la cizalla alrededor de la micropalca de Baja California. A)	
	Configuración de los segmentos activos de dispersión oceánica (rojo) al oeste de Baja California justo antes de ser abandonados hace ~12.3 Ma.	
	B) De 12.3 a 7.8 Ma, 75 y 150 km de deformación transtensional integrada se debieron de acomodar entre la plataforma de la microplaca	
	Magdalena y la provincia extensional del Golfo de California, respectivamente. C) De 7.8 a 0 Ma, se acumularon 75 y 310 km de cizalla	
	transtensional a través de la microplaca de Magdalena y la provincia extensional del Golfo de California, respectivamente. Un nuevo sistema de	
	fallas en-echelon y centros de dispersión oceánicos (rojo) se formaron en el sur de la provincia extensional del Golfo de California, con casi la	
	misma orientación que los centros de dispersión que fueron abandonados al oeste de Baja California. Los colores y la simbología son iguales en	
	todos los recuadros es igual que en la Figura 3. Tomado de Fletcher <i>et al.</i> (2007).	9
5	Ilustración adaptada de Umhoeffer (2011) del angosto corredor entre la península de Baja California y el volcanismo del Cenozoico en la Sierra	
	Madre Occidental, que resulta si existiera un desplazamiento total de ~450 km a lo largo del Golfo de California desde hace 12 – 14 Ma. Note como	
	con 450 km de separación el arco volcánico del Mioceno temprano a medio Comondú, y el incipiente límite divergente entre placas se formaron	
	a lo largo del corredor reconstruido de color gris. La línea punteada representa la extensión del corredor Golfo de California-Salton, si la	
	separación fuera de 300 km. No se muestran las exposiciones graníticas en el territorio principal mexicano, las islas del golfo y el hueco entre los	10
	granitos de Baja California Norte y Sur. Abreviaciones: SMO – Sierra Madre Occidental.	12
6	Principales regiones sismo tectónicas a las cuales está asociada la actividad sísmica en Baja California norte. I) La provincia extensional del	
	golfo a lo largo del este de Baja California, que contiene al Valle Mexicali- Imperial y la cuenca de la Laguna Salada; dentro de las estructuras	
	principales de esta región se encuentran la falla Laguna Salada, Cerro Prieto, Imperial, Sand Hills, San Jacinto y San Andrés II) La porción	
	central y occidental, las cuales han permanecido relativamente sin extensión alguna. III) Borde Continental, una zona de transición entre el	
	continente y el Océano Pacífico. Los rasgos más sobresalientes del borde continental corresponden a sistemas de fallamiento dextrales del	
	Cuaternario, como la falla de Água Blanca – Coronado Bank, San Clemente y Santo Tomás y, IV) La provincia transpeninsular ubicada al	
	del tipo "strike-slip" (Sánchez – Mora, 1997; Seiler <i>et al</i> , 2010). El área de	
	estudio esta ubicada dentro de la Provincia Extensional del Golfo (PEG), a pesar de que es la zona más activa, no se ha registrado ningún sismo de	14
7	magnitua considerable en San Felipe (ver figura /).	
r	geológicas (líneas negras) que acomodan la deformación regional producto del movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica	
	También se incluyen las magnitudes de los sismos detectados por la red sismográfica RESNOM: es posible notar como la mavoría de los	
	epicentros se encuentran ubicados en la parte norte del Golfo de	

	California, dentro de la región del sistema de fallas transformes San Andrés-Golfo de California controlada por las fallas Cerro Prieto – Valle Imperial, denominada también Provincia Extensional del Golfo. Llama la atención que no se registre ningún epicentro cerca del área de estudio, probablemente a causa de que tampoco hay fallas cerca del área y de haberlas no han sido movidas (ver texto).	15
8	Vista desde el océano de las terrazas marinas levantadas ubicadas unos metros al sur del área de estudio sobre la zona conocida como "Punta Estrella". Una característica de las terrazas de aquí y del área de estudio es que en algunas partes se encuentran coronadas por dunas relictas y modernas. El cerro Punta Estrella tiene una elevación de 260 m sobre el nivel medio del mar (DIGAOHM, 2017), las terrazas levantadas tienen una altura promedio de 6 a 10m de altura y en los sitios donde se localizan los campos de dunas, las alturas alcanzan 26m aprox.	16
9	Mapa geológico simplificado del área de estudio a partir de INEGI y Seiler at al, 2010, las terrazas a lo largo de la línea de costa están representadas por una línea negra sólida, se señala el área donde se levantaron las columnas estratigráficas. Se seleccionó la parte del sur puesto que es en donde aflora la columna más completa y mejor preservada, aquí los sedimentos marinos se encuentran cubiertos por una gruesa capa de sedimentos eólicos antiguos y modernos (ver figura 5). En el norte los depósitos marinos tienen menor espesor y se encuentran interestratificados con facies distales de abanicos aluviales. Modificado de Spelz <i>et al</i> ; 2013.	17
10	Representación diagramática del ciclo geológico de la luminiscencia, donde se muestra la manera en como disminuye el nivel energético de la muestra antes de ser sepultado, después como se va incrementado la señal luminiscente conforme pasa el tiempo y se mantiene sepultado, el punto rojo indica el momento en el que es colectada la muestra y por último la irradiación que se aplica en el laboratorio (modificado de Forman et al., 2013).	24
11	Cuanto más antiguos sean los sedimentos de donde se erosionan los granos , mayor será la población de carga atrapada y tendrán por tanto una señal OSL (parte I). La exposición de los granos a la luz del sol durante su transporte puede reducir esta población de carga atrapada (Parte II). A) En situaciones donde la intensidad luz del sol y el tiempo de exposición es suficiente, todos los granos tendrán su población de carga en los granos comienza a almacenarse en los defectos estructurales de los minerales (parte III) hasta que los granos son muestreados y tratados en el laboratorio, todos los granos analizados arrojarán edades similares. B) Donde la duración de la exposición a la luz del sol es limitada tal como sucede en ambientes fluviales y glacio-fluviales, algunos granos tendrán su población de carga reducida a cero mientras que otros retendrán diferentes cantidades de carga previamente adquiridas, esto normalmente recibe el nombre de "señal residual"; en el laboratorio diferentes granos tendrán diferentes poblaciones de carga y por tanto diferentes edades (ilustración modificada de: Duller, 2008).	26

12	Serie de fotografías que muestran la manera en cómo se tomaron las muestras de OSL en el campo. A) y b) El tubo de PVC es introducido manualmente, dando golpes con un martillo sobre una tapa de plástico grueso colocada previamente. C) Posición del nucleador de PVC antes de comenzar la extracción del núcleo. D) Ubicación del núcleo dentro de la columna estratigráfica.	31
13	Efectos que las obras de desarrollo urbano han producido sobre el área de estudio. Las fotografías están ordenadas de izquierda a derecha y de sur a norte. A) Sur de la zona de estudio donde se aprecian bloques derrumbados del afloramiento al pie de la playa. B) Construcciones dañadas por erosión y transporte eólico en la parte superior del afloramiento sobre un campo de dunas destruido. C) Bloques de coquina consolidada derrumbados al pie del afloramiento. D) Camino para ingreso vehicular que secciona los estratos de la parte superior del afloramiento #1. Al fondo se aprecia el faro que da nombre a este sitio. F)-g) El afloramiento #2 es el más impactado por las obras de construcción, casi toda la secuencia está sepultada por sedimentos eólicos arrojados de las dunas destruidas de la parte superior. H)- i) Afloramiento #3 el más norteño, parcialmente cubierto por sedimentos eólicos y donde los desarrollos habitacionales son los más extensos.	33
14	Vista hacia el este del afloramiento parcialmente cubierto por bloques derrumbados de areniscas con gravas y coquina, en su base se observan las lodolitas de la base de la sección, las cuales descansan sobre rocas graníticas.	34
15	Conglomerado polimíctico mayormente soportado por matriz. A), b) y c) en algunas partes el color de la matriz varía	35
16	Coquina altamente porosa, a) Detalle de las capas delgadas y laminaciones del estrato. b) Contacto erosional entre la coquina (FSF-2) y el estrato que la sobreyace.	36
17	Estrato FSF-3. a) La vara de Jacobo como escala. b) Vista hacia el oeste donde se ve la superficie de erosión entre FSF-2 y FSF-3. c) FSF-3 este estrato se encuentra con un alto grado de bioturbación y bien cementado.	37
18	Estrato FSF-4. a) Vista al oeste donde se aprecia en la base la parte superior de las coquinas (FSF-2) seguida de las facies intensamente bioturbadas y cementadas (FSF-3), la unidad FSF-4 y por encima de el FSF-5 bien consolidada y similar a FSF-3. b) Vista oblicua en donde se aprecia un pliegue monoclinal.	39
19	Afloramientos de FSF-5 dentro del área de estudio. a) Dos metros por encima del inició del estrato se encuentra una capa sin bioturbación en la cual se tomaron muestras para su análisis, en la foto se observa también el estrato inferior. b) Este estrato se encuentra bien cementado y bioturbado con galerías de poliquetos. c) Fotografía tomada desde el sendero hecho para el ingreso de vehículos, en donde se observa la parte posterior de FSF-5 lo que quedo después de este seccionamiento. d) Afloramientos en el camino donde se aprecian capas delgadas con	

	estratificación cruzada interestratificadas y algunas galerías.	40
20	La parte superior de la columna tipo está constituida por una secuencia de areniscas de alrededor de 13m de espesor, b) dentro de esta secuencia se pueden diferenciar algunos estratos cruzados. c) Vista hacia el sureste del afloramiento #1 de la columna tipo del área de estudio en donde se resaltan los diferentes estratos que la componen.	42
21	Columna estratigráfica levantada dentro del afloramiento # 1, se muestran también los sitios dentro de la columna donde se colectaron las muestras de OSL,; así mismo es posible ver el nombre de las distintas facies para su futura correlación estratigráfica con los otros dos afloramientos. Se tomó como columna tipo del área de estudio puesto que es la que en mejor estado de preservación se encuentra, más cantidad de facies y estratos presenta, y por tanto es la de mayor altura.	44
22	Vista al oeste del primer afloramiento delineando la disposición de los estratos divididos en el mismo orden que la columna estratigráfica de la Figura 18.	45
23	 a) Vista hacia el noroeste del afloramiento #1, donde se observa el faro, estructura que destaca en el área de estudio sobre el afloramiento del basamento granítico; b) panorámica hacia el sur de la columna 1; c) vista al noroeste de el faro donde se aprecia la localización de las columnas 2 y 3, así como la arena que cubre el afloramiento por la destrucción del campo de dunas. 	46
24	Segundo afloramiento al norte de el faro. a) Vista hacia el noroeste donde se ven los estratos expuestos y los sedimentos eólicos que cubren el resto de las secuencias estratigráficas. b) Vista al oeste donde se aprecia la parte basal de la secuencia estratigráfica cubierta de sedimentos eólicos, con un lente de conglomerado oligomíctico interestratificado. c) Detalle del afloramiento Este afloramiento cuyo contacto con el basamento se encuentra cubierto por sedimentos modernos de playa.	47
25	Lente de conglomerado oligomíctico con soporte clástico en la columna 2. a) y b) Cantos rodados de granito. c) y d). Los fósiles de bivalvos intermareales en posición de vida indicados por las flechas negras, indican que este estrato se encontró se levantó.	49
26	Parte superior de la columna 2. a) y b) Facies de baja energía bioturbadas y erosionadas hacia la cima de la sección estratigráfica. c) Vista al oeste de la parte superior del afloramiento, delineándose los contactos entre las unidades estratigráficas. Nótense los contactos erosiónales entre ellas.	50
27	Columna estratigráfica del segundo afloramiento. El símbolo de interrogación en la base representa la parte del afloramiento que se encuentra cubierta por sedimentos modernos de playa, en la columna se denotan con la misma nomenclatura los estratos correlativos con la columna localizada al sur de la sección.	52

28	Afloramiento #3. a) Panorámica en dirección norte sobre el campo de dunas actualmente destruido que cubre toda el área de estudio, donde destacan: el Golfo de California, un conchero arqueológico y la ubicación de las facies de areniscas donde se levantó la columna. b) y c) Vista al noroeste del afloramiento desde la playa, donde se observa la buena estratificación planar y cruzada de los dos estratos que componen al afloramiento.	53
29	Columna estratigráfica levantada del tercer afloramiento, Debido a la severidad de las perturbaciones, el control de las alturas de los estratos es incierto. Sin embargo, la composición de los estratos de la columna es correlacionable con los estratos de la primer columna (ver texto). la parte de abajo de aprox. 6 metros, tiene marcas de bioturbación y algunas laminaciones, la parte de arriba carece de marcas de bioturbación y cuanta con marcas de estratificación cruzada, la parte de arriba del afloramiento está compuesto por un campo de dunas activas. Se resaltan los lugares y alturas donde se tomaron las primeras dos muestras para fechado por OSL.	55
30	Histogramas de frecuencia los cuales muestran la distribución de la Dosis Equivalente (D.E.) en las primeras dos muestras analizadas. La determinación de la Dosis Equivalente (figura 27), para el calculo de las edades de los sedimentos, se obtuvo siguiendo el método de regeneración de una sola alícuota (SAR) de Murray y Wintle (2000).	57
31	Curvas de regeneración utilizadas para la estimación de la Dosis Equivalente, con base en el método SAR de Murray y Wintle (2000).	58
32	Estratigrafía de las terrazas marinas de San Felipe. Se representa la variación lateral de los afloramientos. Nótese como las columnas 2 y 3 no están completas a causa de las altas tasas de erosión y la severa destrucción antropogénica presente. Debido a esto y en base a los resultados de nuestros análisis, solamente podemos inferir una posible relación entre la columna 1 y 2 (líneas punteadas). El único estrato que puede correlacionarse entre la columna 2 y 3 es la gruesa capa de sedimentos eólicos modernos que componen la parte superior de ambas columnas estratigráficas. Las letras en rojo en la columna 2 indican en donde fueron encontrados foraminíferos. A pesar de la diferencia que existe entre las alturas de las columnas 1 y 3, las edades obtenidas en el fechamiento por luminiscencia en ambas columnas, poseen una buena correspondencia entre los estratos marinos y eólicos que componen la parte superior de la columna tipo (ver Figura 33) y que componen en su totalidad a la tercer columna (líneas solidas). Sin embargo, las edades obtenidas en FSF-5 son poco confiables a causa de la presencia de bioturbación (ver texto).	60
33	Vistas que ilustran la disposición en el espacio de las muestras tomadas para OSL en la columna tipo del área de estudio (Figura 32). OSL-3 y 4 fueron colectadas en estratos conformados por dunas relictas y a pesar de que OSL-3 se encuentra por debajo de OSL-4, el fechado arrojó unas edad más reciente que OSL-4 lo cual difiere con el resultado esperado. OSL-5 es la muestra que mayor incertidumbre presentó durante el procedimiento. Sin embargo su rango de edad se correlaciona bien con la edad de OSL-2, tomada en la columna 3 en un estrato de características	

	marinas similares. En el fechamiento por luminiscencia la principal causa de una edad sobre estimada o una alta incertidumbre es la presencia de bioturbación.	61
34	Gráficas de porcentaje de masa retenida contra el tamaño de grano (Ø) para las muestras de la columna estratigráfica #2. FSF-2 es visiblemente diferente a todas las demás, constituye la parte basal de la columna, es la que posee más porcentaje de sedimentos gruesos y por lo tanto mayor energía en el agente de transporte y sedimentación. Sin embargo, dado que se encuentra en contacto directo con sedimento que obscurece los parámetros texturales originales. LAMIN (Laminada) también se encuentra en la base por encima de FSF-2 y posee buena correspondencia con las otras dos muestras FSF-2CB y FSF-2CL pertenecientes a la cima de la columna, variando únicamente en el contenido de sedimentos de más gruesos que LAMIN y FSF-2CL (Cima Laminada). Las graficas de Lamin y FSF-2CL presentan la misma tendencia, pero FSF-2CL es trimodal, probablemente a causa de su reducido espesor y a encontrarse en contacto con la coquina de grano más grueso.	65
35	Gráfica del porcentaje de masa retenida contra tamaño de grano (Ø) para las muestras fechadas por OSL. Es visible como OSL-5 y OSL-2 Son similares entre si y diferente a las otras dos muestras. OSL-5 es la más pobremente sorteada, la de grano más fino, sin embargo predominan las partículas gruesas y es leptocurtica, lo que plantea que el sedimento tiene diferentes fuentes de aporte (Folk y Ward,1957). La asimetría positiva de OSL-2 y el hecho de ser muy leptocurtica, sugiere una fuente proximal de aporte sedimentario (Folk y Ward, 1957). OSL-3 es la más simétrica de las tres y la que posee sedimento más fino, OSL-1 también tiene una tendencia hacia las partículas finas. La curtosis de OSL-1 sugiere una fuente sedimentaria proximal, la curtosis de OSL-3 y OSL-4 tomadas en un afloramiento distinto, cambia a platicurtica y la asimetría va cambiando a hasta tender a sedimentos gruesos en OSL-4, sugiriendo un aumento en la intensidad y turbulencia del mecanismo de transporte sedimentario; o un cambio en la morfología de la playa (Short y Hesp, 1982).	66
36	Curva glacio-eustática del nivel del mar durante los últimos 500 ka (Tesson et al., 2000). La figura muestra la edad inferida por Ortlieb (1991) para las terrazas marinas de San Felipe, relacionándolas con la etapa 5e de isotopo de oxigeno. Los resultados de fechado por AMS concuerdan con la interpretación de Luc Ortlieb (1991).	67
37	Curva glacio-eustática para los últimos 24 ka, mostrando las edades preliminares de OSL de las terrazas marinas. Las edades de luminiscencia nos indican que los depósitos de playa representados por la unidad FSF-5, fueron depositados cuando el nivel del mar se encontraba a más de 100m por debajo del nivel actual, lo cual hace imposible que los sedimentos se preserven por encima de las coquinas relacionadas con el último máximo interglaciar (~125Ka) cuando el nivel del mar. Más allá, FSF-5 presenta marcas de bioturbación, lo que representa un serio problema en	

	el fechamiento por OSL (ver texto).	69
38	A. Gráfico de la topografía máxima (km) a lo largo de la península de Baja California y tasa de levantamiento (mm/ano) de las terrazas marinas de la etapa 5a (~74 ka) y 5e (~125 ka) localizadas a lo largo de la costa del Pacifico. B. Mapa de relieve mostrando la localización de las terrazas marinas a lo largo de la costa. Las flechas continuas muestran solidos ejemplos de un levantamiento regional relacionado con procesos epirogénicos derivados a partir del adelgazamiento de la corteza y la remoción de la cubierta del manto por debajo del Golfo de California y las Sierras Peninsulares; las flechas discontinuas representan un levantamiento local, adyacente a zonas de falla activas (tomado de Mueller et al., 2009). Clave para las terrazas emergentes:1 = San Joaquin Hills, 2 = Oceanside, 3 = North San Diego County, 4 = San Diego, 5 = Mt. Soledad, 6 = Point Loma, 7 = Tijuana, 8 = Rosarito, 9 = Punta Descanso, 10 = Alisitos/La Fonda, 11 = Ensenada, 12 = Punta Banda, 13 = Maximinos, 14 = Punta Santo Tomas, 15 = Punta Cabras, 16 = Punta Baja, 17 = Isla Guadalupe (no se muestra en la figura), 18 = Punta Rosaliita, 19 = Bahía de Tortugas, 20 = Mulege (en el Golfo de California) [Tomado de Mueller <i>et al.</i> , 2009].	71
39	Perfiles simplificados que muestran la estructura y topografía a lo ancho de la península de Baja California. En la margen del Pacifico, cada perfil inicia a partir de una de las terrazas emergentes que definen en su conjunto un levantamiento regional relacionado con una flexión elástica de la litosfera, y el cual incrementa en dirección Este (Mueller, <i>et al.</i> , 2009). En la margen occidental del Golfo de California, ambos perfiles tienen como punto en común las terrazas marinas emergentes de San Felipe. Estas terrazas se localizan en el bloque de techo de importantes sistemas de fallas de alto y bajo ángulo que acomodan la extensión a lo largo de la Provincia Extensional del Golfo (PEG). La PEG, cuyo límite occidental lo constituyen las Sierras Peninsulares, se caracteriza por una topografía de bajo relieve relacionada con la formación del Golfo de California.	73
40	A. Mapa regional que muestra el gradiente de las anomalías de baja velocidad de fase de las ondas superficiales (25-40 km de profundidad) a lo largo de la península y Golfo de California (Wang, et al., 2009). B. Mapa del alto Golfo y norte de Baja California el cual muestra con mayor detalle la relación espacial entre las terrazas marinas estudiadas y las anomalías de baja velocidad de fase. Estas anomalías sugieren la presencia de zonas de fusión parcial las cuales promueven el ascenso dinámico del manto hacia niveles someros de la litosfera. Es posible que este movimiento dinámico del manto se manifieste en la superficie a través del levantamiento regional de la topografía.	77

Lista de Tablas

Tabla		Página
I	Parámetros Texturales Según Folk y Ward (1957) de las Muestras de OSL en la Columna 1	43
II	Parámetros Texturales Según Folk y Ward (1957) de las Muestras que se Tomaron en el Segundo Afloramiento.	51
111	Resultados de los Análisis de OSL, Enviados por la Universidad de Cincinnati	56
IV	Compendio Estratigráfico y Paleo-ambiental del Área de Estudio.	62

Capitulo I

Introducción, Área de Estudio y Objetivos

I.1 Introducción

I.1.1 Características e Importancia de las Terrazas Marinas

Los rasgos geomorfológicos costeros, en particular las terrazas marinas emergentes figuran entre los marcadores estructurales más importantes a nivel mundial en los estudios relacionados con la tectónica activa y las fluctuaciones del nivel del mar durante el periodo Cuaternario (Muhs, 2000; Baretto *et al.*, 2002).

Las terrazas marinas están caracterizadas por tener una pendiente muy abrupta casi de 90°. Su origen está relacionado con los cambios relativos y/o absolutos del nivel del mar (Ortlieb 1978, 1991; Zazo *et al.*, 2003; Suguio *et al.*, 2011). Su mecanismo de formación puede ser explicado mediante un modelo propuesto por Muhs, (2000); el cual señala que la interacción del océano con la masa terrestre adyacente crea plataformas de erosión (terrazas) o de construcción (arrecifes) [Fig. 1].

La clave para obtener estudios confiables relacionados con terrazas marinas, radica en estimar con precisión cuando se formaron (Emerson, 1956; Tanaka *et al.*, 1997; Baretto *et al.*, 2002; Choi *et al.*, 2003).



Figura.1 Terminología y modelo de formación de las terrazas marinas emergentes de origen erosivo (A) y de las terrazas emergentes arrécifales de origen constructivo (B). El modelo general establece que estas estructuras costeras se originan a partir de la interacción del océano con la masa terrestre adyacente, creando plataformas de erosión (terrazas) o de construcción (arrecifes), las cuales representan paleo-indicadores del nivel del mar, que pueden utilizarse para estimar el basculamiento y las variaciones espaciales en el movimiento vertical de la corteza durante el Cuaternario. Similitudes encontradas en series de Uranio de corales en arrecifes constructivos en los tropicos y en terrazas marinas erosivas en latitudes medias han corroborado rigurosamente este modelo (adaptado a partir de Muhs, 2000).

A lo largo de toda la línea de costa emergente de la península de Baja California y de las islas situadas en el Golfo de California (GC), los rasgos geomorfológicos más comunes son elevaciones constituidas por terrazas marinas erosivas del Cuaternario tardío (125 Ka - Presente) (Ortlieb,1991), las cuales son atribuidas al último nivel máximo del mar interglaciar (UMMI), que corresponde al estadio principal interglaciar 5e de los isotopos de oxígeno analizados en núcleos de sedimentos de mar profundo (Ortlieb, 1991; Suguio *et a*l., 2011).

En las costas del océano Pacífico en el sur de California y la península de Baja California, existe una señal de levantamiento regional remarcablemente uniforme con un valor de 0.13 a 0.14 mm/a (Mueller *et al.*, 2009). Este levantamiento del Cuaternario es reconocido por la presencia de terrazas marinas bien preservadas que van desde la latitud 30 a 33° N. La mayoría de las terrazas más conspicuas están asociadas a zonas donde alguna falla controla la morfología de la costa. Las terrazas que afloran de la latitud 28.6° N hasta la punta sur de la península no han sido levantadas, a excepción de los sitios que han sido localmente afectados por fallas de tipo strike/slip (Kern y Rockwell, 1992; Muhs *et al.*; 2002; Mueller *et al.*, 2009).

En el GC el control de la edad absoluta y los mecanismos que controlan la morfología de las terrazas marinas es aún incierto debido a diversos factores entre los que se encuentran: el clima extremadamente árido con altas tasas de sedimentación eólica, sedimento litoral grueso que se encuentra sobre yaciendo a los sedimentos del Pleistoceno (Ortileb, 1991; Meldhal y Cutler, 1992); bajo condiciones de tormenta el ataque de las olas puede erosionar las terrazas, la mayoría de los fragmentos de fósiles de moluscos asociados a ellas son muy recientes como para poder contrastarlos con los sedimentos de dichos eventos eustáticos, y los que son más antiguos comúnmente

están recristalizados (Dr. Miguel Téllez com. pers, 2014). Todos estos factores no permiten realizar un análisis geocronológico confiable con los métodos tradicionales de fechamiento como lo son radiocarbono, series de Uranio, magnetoestratigrafía y racemización de aminoácidos.

Por esta razón en el GC la identificación y correlación de las terrazas marinas emergentes del Cuaternario se ha hecho de manera relativa en base a su elevación y características morfológicas (Ortlieb, 1991). Lo que ha permitido soportar la hipótesis de que a diferencia de la Península de Baja California los movimientos verticales recientes han sido de amplitud limitada en la costa este del GC, a excepción del área del delta del Río Colorado y a lo largo de la zona de la Falla Cerro Prieto que conecta al Sistema de Fallas de San Andrés con el aGC (Ortlieb, 1978; 1991).

En el presente estudio se describe la estratigrafía de tres terrazas marinas emergentes nunca antes estudiadas, las cuales están situadas en la costa noroeste del GC y se busca dar solución al pobre registro geocronológico en la zona presentando las primeras edades obtenidas por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL).

I.1.2 Origen, Marco Tectónico y la Rápida Ruptura del Golfo de California

El GC es una región en donde se formó un rift oblicuo dentro de un arco volcánico con extensión trasarco. El límite entre las placas Pacífico y de Norteamérica dentro de la provincia extensional del GC (Fig. 2) es uno de los mejores ejemplos modernos de un proceso de ruptura continental que dio paso a la formación de una pequeña porción de continente costa afuera de un mar estrecho (Lonsdale, 1989). Una de las características más remarcables del GC entre rifts formados en márgenes pasivos alrededor del mundo, es lo rápido que evolucionó a la etapa de expansión del

piso oceánico y producción de nueva corteza (Umhoefer, 2011). En el sur del GC la expansión del piso oceánico comenzó ~ 6 – 10 Ma, después de la formación del límite oblicuo - divergente entre placas hace ~ 12 – 12.5 Ma (Lonsdale, 1989; Stock y Hodges, 1989). Esto contrasta bastante con otros procesos de ruptura cortical en continentes que se convierten en grandes océanos, los cuales tienen una duración típica de ~30 – 80 Ma (Umhoefer, 2011).

El GC y el paso de Salton Sea forman el límite oblicuo divergente entre las placas Pacífico y Norte América, el cual abarca desde la latitud 22° a 34° N. La mayor parte del movimiento de las placas en el sur del GC está acomodado dentro del sistema del eje del Golfo mediante un arreglo de fallas transformes "*en echelon*" asociadas con cuencas de tracción del tipo *pull-apart*, el cual se extiende hasta San Francisco California, E.U. (Lonsdale, 1989; Bohannon y Parsons, 1995; Álvarez *et al*, 2009). El movimiento relativo entre la microplaca de Baja California y Norteamérica es de ~ 45 - 47 mm/a (Plattner *et al.*, 2007). Adicionalmente son acomodados ~ 4 - 6 mm/a mar adentro en la zona de fallas Tosco-Abreojos al suroeste de la península de Baja California (Figura 2; Dixon *et al.*, 2000; Plattner *et al.*, 2007).

Un régimen tectónico transtensivo ha estado separando oblicuamente a Baja California del terreno de México desde hace ~ 12.5 Ma (*e g.*, Atwater, 1989; Bohannon y Parsons, 1995; Atwater y Stock, 1998). El movimiento entre las placas Pacífico y Norteamérica se estableció a lo largo del eje del límite actual desde hace por lo menos 6 Ma (Oskin *et al.*, 2001; Mueller *et al*, 2009). Sin embargo, la distribución de la deformación del límite de placas entre 12.5 y 6 Ma permanece incierta y debatida.



Figura 2. Modelo digital de elevación que ilustra de manera general la ubicación geográfica del Golfo de california, así como sus principales componentes tectónicos. Las flechas indican el movimiento relativo de las placas tectónicas. Las líneas negras corresponden a zonas de fallas mayores en la región. El recuadro rojo ilustra la ubicación del área de estudio. Abreviaciones de sur a norte: EPG – escarpe principal del Golfo de California; ZFSB- zona de falla San Benito; PEG – provincia extensional del Golfo de California; ZFTA – zona de falla Tosco-Abreojos.

Existen dos modelos principales que intentan explicar los procesos que sucedieron durante este periodo. En el primer modelo (Fig. 3) el movimiento de las placas durante el Mioceno fue dividido en un fallamiento transforme dentro del sistema de fallas al oeste de la península de Baja California, y extensión este – oeste en el GC (Stock y Hodges, 1989). A partir del Plioceno al Reciente el fallamiento se volvió más transtensional a medida que el límite oblicuo – divergente principal migró al GC. Este modelo resulta en ~300 km de desplazamiento de la microplaca de Baja California hacia el noroeste relativo a Norteamérica, principalmente desde hace 6 Ma (Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003).

Un segundo modelo (Fig. 4) propuesto por Fletcher *et al.*, (2007), establece que la cizalla dextral – oblicua del Mioceno ha separado a la microplaca de Baja California del territorio principal de México desde hace ~ 12.5 Ma, produciendo una separación total de ~450 – 500 km a través del GC de la microplaca de Baja California y la placa de Norteamérica. Este modelo resulta en los mismos ~300 km de desplazamiento relativo de la microplaca de Baja California respecto a la placa de Norteamérica, principalmente desde hace 6 Ma, pero requiere de un desplazamiento adicional en dirección noroeste de ~150 – 200 km, previo a 6 Ma.

Estos modelos contradictorios entre si continúan siendo motivo de discusión entre la comunidad científica. Sin embargo, la evidencia obtenida a partir de un estudio sísmico cortical en la parte sur del GC, favorece al modelo con la mayor separación dentro de esa región (Sutherland, 2006; Lizarralde *et al.*, 2007).



Figura 3. Modelo de evolución cinemática de dos fases de la cizalla alrededor de la microplaca de Baja California. A) Configuración de los segmentos activos de dispersión oceánica (rojo) al oeste de Baja California justo antes de ser abandonados hace 12.3 Ma. B) Se cree que entre 12.3 y 6 Ma el movimiento entre las placas Pacífico – Norteamérica fue cinemáticamente particionado en cizalla lateral derecha (325 km) a lo largo del sistema de fallas San Benito – Tosco Abreojos (SB-TA) al oeste de Baja California y extensión ortogonal en el Golfo de California (90 km). C) Entre los 6 – 0 Ma se cree que las fallas al oeste de Baja California se volvieron inactivas y toda la deformación relacionada con el movimiento relativo entre las placas se acomoda en el Golfo de California, el cual ajusta 345 km de cizalla transtensional integrada. En todos los recuadros la línea de costa actual aparece en azul. La corteza continental que acomodó a la cizalla post 12.3 Ma es café obscuro. Las microplacas de la corteza continental sin fallamiento se muestran en café claro. Las microplacas de la placa Farallón están coloreadas en verde claro y los depósitos de Mioceno medio que rellenan las trincheras en verde obscuro. El punto negro en el abanico Magdalena representa el sitio de perforación 471 del proyecto de Perforación del Mar Profundo. La línea amarilla (296 km) en el norte de la provincia extensional del Golfo de California conecta terrenos correlacionados por Oskin y Stock (2003). Tomado de Fletcher *et al*, (2007).



Figura 4. Modelo cinemático de una sola fase revisado por Fletcher *et al.*,(2007) para la cizalla alrededor de la micropalca de Baja California. A) Configuración de los segmentos activos de dispersión oceánica (rojo) al oeste de Baja California justo antes de ser abandonados hace ~12.3 Ma. B) De 12.3 a 7.8 Ma, 75 y 150 km de deformación transtensional integrada se debieron de acomodar entre la plataforma de la microplaca Magdalena y la provincia extensional del Golfo de California, respectivamente. C) De 7.8 a 0 Ma, se acumularon 75 y 310 km de cizalla transtensional a través de la microplaca de Magdalena y la provincia extensional del Golfo de California, respectivamente. Un nuevo sistema de fallas en echelon y centros de dispersión oceánicos (rojo) se formaron en el sur de la provincia extensional del Golfo de California, con casi la misma orientación que los centros de dispersión que fueron abandonados al oeste de Baja California. Los colores y la simbología son iguales en todos los recuadros es igual que en la Figura 3. Tomado de Fletcher *et al.* (2007).

Los centros de dispersión en el sur del golfo se formaron en tiempos variables entre ~ 6 a 2 Ma. El centro de dispersión de Guaymas en la porción central del golfo se formó hace ~ 6 Ma (Lizarralde *et al.*, 2007). En la boca del golfo el centro de dispersión Alarcon comenzó a formar una proto-corteza oceánica hace ~ 3 – 3.5 Ma (DeMets, 1995) y alcanzó las tasas actuales de dispersión del piso oceánico hace ~ 2.4 Ma (Sutherland, 2006; Umhoeffer *et al.*, 2008). Los centros de dispersión Pescadero, Farallón y Carmen (?) se pudieron haber formado hace ~ 2 Ma, basado en su propuesta conexión con la cuenca Loreto (Dorsey y Umhoefer, 2000) y las dimensiones de la cuenca batimétricamente somera que rodea a los centros de dispersión (Lonsdale, 1989). En total, el tiempo que ha transcurrido entre el establecimiento de las condiciones de *rift* hasta el momento de la ruptura definitiva de la corteza continental en el sur del Golfo ha sido de solamente ~ 6 – 10 Ma (Umhoefer, 2011).

Está claro que el sur del GC evolucionó de un proceso inicial de rift a expansión del piso oceánico mucho más rápido que otras zonas de *rift* continentales típicas. La evidencia recabada por Umhoefer (2011) sugiere que existen tres factores principales que propiciaron esta rápida ruptura: 1) la presencia de un largo y estrecho cinturón de corteza debilitada y caliente producto de un arco volcánico que estuvo activo justo antes de la formación del límite oblicuo – divergente y su formación se dio entre cinturones batolíticos más competentes (Fig. 5); 2) el movimiento relativamente rápido de las placas resultó en altas tasas de deformación; y 3) la oblicuidad del movimiento de las placas con una componente principal de cizalla lateral derecha, que formó largas cuencas del tipo *pull-apart* con un rápido adelgazamiento cortical en un sistema conjugado de fallas en *echelon* (Umhoefer, 2011).

Estas causas de la ruptura rápida se encuentran principalmente asociadas al hecho de que el GC se desarrolló a lo largo de un margen tectónicamente activo que experimentó episodios múltiples de deformación y magmatismo durante la mayor parte del Fanerozoico. El arco volcánico precursor del golfo es un claro ejemplo, de igual manera los batolitos ubicados a cada lado del golfo (Fig. 5) son producto de episodios de un margen convergente durante el Terciario temprano y el Cretácico (Umhoefer, 2011).



Figura 5. Ilustración adaptada de Umhoeffer (2011) del angosto corredor entre la península de Baja California y el volcanismo del Cenozoico en la Sierra Madre Occidental, que resulta si existiera un desplazamiento total de ~450 km a lo largo del Golfo de California desde hace 12–14 Ma. Note como con 450 km de separación el arco volcánico del Mioceno Temprano a Medio del grupo Comondú, y el incipiente límite divergente entre placas se formaron a lo largo del corredor reconstruido de color gris. La línea punteada representa la extensión del corredor Golfo de California-Salton, si la separación fuera de 300 km. No se muestran las exposiciones graníticas en el territorio principal. SMO: Sierra Madre Occidental.

I.2 Área de Estudio

El área donde se llevó a cabo el presente estudio se localiza justo en la zona de deformación asociada con la frontera de las placas Pacífico y de Norteamérica, dentro de la provincia extensional del GC (Fig. 6). Esta provincia se extiende por más de 1,000 km de longitud. Sin embargo, se ubica dentro de una región relativamente estrecha entre las sierras peninsulares de Baja California y la Sierra Madre Occidental (Fletcher y Munguía, 2000). El escarpe principal del Golfo separa a las rocas batolíticas relativamente poco deformadas de las sierras peninsulares ubicadas del lado oeste, de la baja topografía de cordilleras y cuencas de la provincia extensional del GC en el este. La falla más representativa del escarpe principal del golfo es la falla San Pedro Mártir; a la altura del área de estudio esta falla tiene un rumbo aproximado NNO por ~ 100 km y su separación normal excede los 5 km (Slyker, 1974; Lewis y Stock, 1998).

El área de estudio se encuentra limitada al norte y al oriente por las planicies del delta del río Colorado y por el sistema de fallas transformes Cerro Prieto-Imperial a lo largo del eje de la depresión del GC; al poniente está limitada por el Valle de San Felipe y el escarpe principal del golfo, a lo largo de la Sierra de San Pedro Mártir (Fig. 6) (Spelz *et al.*, 2013).

La costa de San Felipe se encuentra dominada por terrazas marinas, las que se ubican en la porción sur se encuentran cubiertas por una gruesa capa de sedimentos de dunas (Fig. 8), a diferencia de las terrazas marinas del norte que se encuentran interestratificadas con sedimentos gruesos de abanicos aluviales (Fig. 9).



Figura 6. Principales regiones sismo tectónicas a las cuales está asociada la actividad sísmica en Baja California norte. I) La provincia extensional del golfo a lo largo del este de Baja California, que contiene al Valle de Mexicali-Imperial y la cuenca de la Laguna Salada; dentro de las estructuras principales de esta región se encuentran la falla Laguna Salada, Cañada David, Cerro Prieto, Imperial, Sand Hills, San Jacinto y San Andrés (no visibles en el mapa). II) La porción central y occidental, las cuales han permanecido relativamente sin extensión alguna. III) Borde Continental, una zona de transición entre el continente y el Océano Pacífico. Los rasgos más sobresalientes del borde continental corresponden a sistemas de fallamiento dextrales del Cuaternario, como la falla de Agua Blanca - Coronado Bank y San Clemente San Isidro, IV) La provincia transpeninsular ubicada al norte de la falla de Agua Blanca, caracterizada por fallamiento y esfuerzos con desplazamiento de rumbo (Sánchez - Mora, 1997; Seiler *et al*, 2010). El área de estudio (recuadro rojo) está ubicada dentro de la Provincia Extensional del GC a pesar de que es la zona más activa, no se ha registrado ningún sismo de magnitud considerable en San Felipe (ver figura 7). Las líneas negras solidas representan fallas. Los puntos de color obscuro indican la dirección de transporte tectónico, las flechas negras la dirección de movimiento relativo y los puntos en color azul la ubicación de las terrazas marinas.



Figura 7. Distribución y actividad sísmica moderna a lo largo de las principales fallas geológicas (líneas negras) que acomodan la deformación regional producto del movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica. También se incluyen las magnitudes de los sismos detectados por la red sismográfica RESNOM; es posible notar como la mayoría de los epicentros se encuentran ubicados en la parte norte del Golfo de California, dentro de la región del sistema de fallas transformes San Andrés-Golfo de California controlada por las fallas Cerro Prieto - Valle Imperial, denominada también Provincia Extensional del Golfo. Llama la atención que no se registre ningún epicentro cerca del área de estudio, probablemente a causa de que tampoco hay fallas cerca del área y de haberlas no se han movido (ver texto).



Figura 8. Vista desde el océano de las terrazas marinas levantadas ubicadas unos metros al sur del área de estudio sobre la zona conocida como "Punta Estrella". Una característica de las terrazas de aquí y del área de estudio es que en algunas partes se encuentran coronadas por dunas relictas y modernas. El cerro Punta Estrella tiene una elevación de 260 m sobre el nivel medio del mar (DIGAOHM, 2017), las terrazas levantadas tienen una altura promedio de 6 a 10m de altura y en los sitios donde se localizan los campos de dunas, las alturas alcanzan ~ 26 m aproximadamente.



Figura 9. Mapa geológico simplificado del área de estudio a partir de INEGI y Seiler *at al*, 2010, la zona de afloramientos terrazas a lo largo de la línea de costa está representada por una línea negra sólida, y los sitios donde se levantaron las columnas estratigráficas por puntos negros. Se seleccionó la parte del sur puesto que es en donde aflora la columna más completa y mejor preservada, aquí los sedimentos marinos se encuentran cubiertos por una gruesa capa de sedimentos eólicos antiguos y modernos (ver figura 5). En el norte los depósitos marinos tienen menor espesor y se encuentran interestratificados con facies distales de abanicos aluviales. Modificado de Spelz *et al.*, 2013.

I.3 Objetivos

I.3.1 Objetivo General:

Realizar la caracterización cronoestratigráfica y cartográfica detallada de la distribución espacio – temporal de las terrazas marinas presentes en la costa de San Felipe Baja California, con la finalidad de elaborar un modelo que permita descifrar su interrelación y evolución con los cambios absolutos del nivel del mar y/o con el régimen tectónico local y regional.

I.3.2 Objetivos Específicos:

- Crear una base geocronológica confiable que permita contribuir al conocimiento y control absoluto de la edad de los depósitos marinos y costeros, que conforman las terrazas marinas levantadas en San Felipe Baja California.
- Establecer la evolución morfológica de la costa y evaluar las posibles condiciones paleotectónicas y paleoclimáticas en la región, a partir del análisis integrado de la cronología, estratigrafía y micropaleontología de las terrazas marinas en San Felipe, Baja California.
- Destacar la efectividad y limitaciones de las técnicas de datación por luminiscencia ópticamente estimulada de sedimentos marinos y costeros.

Capitulo II

Hipótesis, Descripción y Teoría de los Métodos y Técnicas de Estudio

II.1 Hipótesis

Las terrazas marinas localizadas a lo largo de la costa noroeste de la península de Baja California se formaron durante el último máximo interglacial (~ 125 Ka) cuando el nivel del mar se encontraba ~ 6 m por encima del nivel actual.

II. 2 Materiales y Métodos

II.2.1 Trabajo de Campo

II.2.1.1 - Levantamiento estratigráfico de las terrazas marinas

Para efectuar el levantamiento de las columnas estratigráficas se utilizó: cinta métrica, vara de Jacobo y un nivel Abney para medir el espesor de cada estrato; mediante un GPS se registró la altura total de cada columna, así como su ubicación geográfica en grados decimales.

Dado que en las columnas del sur y del norte los sedimentos se encontraban bien cementados, únicamente en la columna intermedia se tomaron muestras de sedimentos para su análisis granulométrico y micropaleontológico.

II.2.2 Trabajo de Laboratorio

II.2.2.1 - Análisis granulométrico

El análisis granulométrico para la descripción de las características texturales de las muestras, se hizo a través de un contador laser de partículas HORIBA del Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la UABC.

II.2.2.2 Análisis Micropaleontológico.

Los estudios paleoecológicos son importantes porque no solo dan soluciones a problemas paleontológicos, sino que también pueden proporcionar una base y una aproximación sobre la historia de los océanos y del clima. Los sedimentos biogénicos acumulados proveen información sobre variables biológicas, físicas y químicas del ambiente; uno de los grupos más importantes en su interpretación son los foraminíferos bentónicos (Hernández-Flores, 1981).

Las muestras fueron tratadas siguiendo el procedimiento utilizado por Ruvalcaba-Baroni, (2005); el cual consiste en dejar las muestras varias horas sumergidas en una dilución de peróxido de hidrogeno al 30% para eliminar la materia orgánica, facilitar la identificación de foraminíferos y disgregar las muestras bien cementadas. Posteriormente se lavaron las sales solubles con agua destilada; las muestras se secaron dentro de una estufa a temperaturas menores de 50 °C para evitar dañar las testas de los organismos.

Los foraminíferos fueron separados e identificados utilizando un microscopio estereoscópico y pinceles de una cerda.

Puesto que este estudio se enfocó principalmente en aplicar el fechado de sedimentos mediante luminiscencia, el análisis micropaleontológico se realizó únicamente sobre el sitio de la columna #2 (Tabla II). En este sitio Ruvalcaba-Baroni, (2005); estudió la comunidad entera de fósiles de foraminíferos identificándolos hasta
especie, encontrando que la gran mayoría son bentónicos y de edad del Pleistoceno, por lo que este estudio se dedicó a corroborar la presencia de los géneros de foraminíferos ahí descritos.

II.3 Geocronología por Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL) de las Terrazas Marinas

La luminiscencia en geología está basada en la propiedad dosimétrica fundamental de los minerales naturales. Estos registran su exposición a la radiación ionizante del Sol mediante defectos dentro de su estructura cristalina, la radiación ionizante genera pares de carga (e-, h+). Estos defectos en la estructura suelen actuar como sitios probables para el almacenamiento de estas partículas (trampas de electrones) y como centros de recombinación que son la fuente potencial para la emisión de una señal luminiscente, La luz medida es proporcional a la carga total de la población de partículas atrapadas que a su vez es proporcional a la dosis de radiación absorbida, la que también es proporcional al tiempo transcurrido desde su depositación hasta el muestreo (Forman *et al*, 2000; Galli *et al*, 2004; Rowland *et al*, 2005; Muñoz - Salinas y Castillo - Rodríguez, 2014).

El calentamiento de los sedimentos (Termoluminiscencia {TL}) y su exposición a la luz (Luminiscencia ópticamente estimulada {OSL}) ocasionan la vibración de la estructura cristalina de los minerales y con ello la liberación de los electrones que se han almacenado con el tiempo en estos defectos. Los electrones liberados se difunden por el mineral y pueden ser recombinados en otros defectos que actúan como centros de recombinación; el proceso de recombinación produce fotones lo cual resulta en la emisión de luz. Este fenómeno se utiliza en el ámbito de la geocronología como una herramienta importante en el estudio de los eventos tectónicos y puede aplicarse a una

gran variedad de ambientes terrestres fechando de esta forma sedimentos y eventos paleosísmicos durante los últimos 500,000 años (Rees – Jones *et al.*, 2000; Galli *et al.*, 2004).

La aplicación del fechamiento por luminiscencia sobre sedimentos costeros y marinos se ha llevado a cabo desde hace 34 años (Jacobs, 2008). Una duna costera del Pleistoceno del sureste de Australia y una playa arenosa moderna del Pacífico Canadiense fueron inicialmente utilizadas para desarrollar y validar la primer técnica óptica apropiada (Huntley *et al.*, 1985).

La OSL para ambos, cuarzos y feldespatos ofrece una variedad de ventaja sobre la termoluminiscencia, por ejemplo: 1) El hecho de que se puede aplicar en cualquier ambiente que contenga estos minerales, 2) se fecha directamente el material y el ambiente depositacional de interés, 3) se aplica a un amplio rango de tiempo, 4) es posible reportar resultados en años calendario y, 5) las mediciones principales se hacen en la parte de la señal que es más sensible a la luz, por lo que la señal de OSL es llevada a cero mucho más rápidamente y efectivamente que usando TL (Huntley *et al.*, 1993; Duller, 2004; Jacobs, 2008).

La mayoría de los estudios de fechamiento están agrupados alrededor de las costas de Nueva Zelanda, noroeste de Europa, el Mediterráneo, Sudáfrica y Norteamérica (Jacobs, 2008).

II.3.1 Ciclo Geológico de la Luminiscencia Ópticamente Estimulada

Los granos minerales durante o inmediatamente antes de ser transportados fueron expuestos a la luz del día que los colocó en su nivel energético residual cero. Durante el entierro la exposición a la luz del día cesa y esencialmente la señal

luminiscente comienza a acumularse a causa de la radiación ambiental que va en aumento (irradiación natural). La señal de OSL natural, la irradiación artificial (en laboratorio) de rayos beta, sumada a la OSL natural, define una función la cual es base para determinar la dosis equivalente (Fig. 10), y utilizarla para calcular la edad (A) del sedimento conforme la siguiente ecuación:

$$A = \frac{D.E.(grays)}{Da + Db + Dg + Dc(grays / ky)}$$

Donde: *Da* = Dosis anual alfa, *Db* = Dosis anual beta, *Dg* = Dosis anual gama y *Dc* = Dosis anual de rayos cósmicos. Los valores se obtienen midiendo la concentración en la naturaleza de los isotopos radioactivos y sus isotopos hijos producto de su decaimiento, tales como ⁴⁰K, ⁸⁷Rb, ²³⁵U, ²³⁸U y ²³²Th; además de partículas gama, beta, alfa y rayos cósmicos (Forman *et al.*, 2000; Murray y Olley, 2002; Alappat, 2011). La dosis equivalente *D.E.* es la dosis total absorbida (Gy = Gray; 1 Gy = 1Jkg⁻¹).

La exposición a la radiación (Tasa de dosis {dose rate} - D_R) es constante sobre la escala de tiempo de interés (Fig. 11A), la acumulación de la radiación (dosis equivalente {equivalent dose} - D.E.) en los minerales es proporcional a la duración del entierro y la concentración de isótopos radiactivos en el ambiente de la muestra (Murray y Olley, 2002; Singhvi y Porat, 2008).

Como en todos los métodos utilizados en la ciencia existen una serie de limitaciones propias de cada método. En el caso de la luminiscencia en geocronología existe un número de posibles complicaciones que pueden limitar la efectividad y precisión del fechamiento. La efectividad de la luminiscencia depende principalmente de la intensidad y la duración de la exposición al Sol por parte de los granos durante el transporte previo al sepultamiento (Fig.11), la luz del Sol libera a la población de electrones atrapada en los defectos llevando a un nivel energético residual cercano a cero; este proceso es también conocido como "blanqueamiento" o "reiniciado" (Murray y Olley, 2002).



Figura 10. Representación diagramática del ciclo geológico de la luminiscencia, donde se muestra la manera en como disminuye el nivel energético de la muestra antes de ser sepultado, después como se va incrementado la señal luminiscente conforme pasa el tiempo y se mantiene sepultado. El punto rojo indica el momento en el que es colectada la muestra y por último la irradiación que se aplica en el laboratorio (modificado de Forman *et al.*, 2000).

Los sedimentos que son depositados rápidamente y reciben pequeña o nula exposición a la luz (<1 hora) son inadecuados para ser fechados por OSL (Fig. 11B); tilitas, turbiditas, coluviones de sedimento grueso, sedimentos licuefactados y algunas sedimentos marinos-lacustres deltaicos, fluviales y glaciales, forman parte de estos sedimentos. Esto es ocasionado por el efecto tipo "filtro de luz" por parte del agua turbia, lo que lleva a un blanqueamiento variable entre sedimentos del mismo paquete, estos granos pobremente blanqueados arrojarán edades mayores a la verdadera del depósito (Forman *et al*, 2000; Rowland *et al*, 2005; Duller, 2008).

Igualmente, cualquier técnica de fechamiento depende en gran parte de la manera en la que se recolecta la muestra en campo. En OSL existe el problema de que la señal luminiscente en los sedimentos se blanquea rápida y fácilmente durante pocos minutos de exposición a la luz (Song *et al.*, 2012). Algunas de las adversidades naturales más comúnmente encontradas son: la localización de los ángulos de la línea de costa en zonas con capas gruesas de sedimentos aluviales y eólicos, la identificación de la transgresión máxima en el caso de crestas de playas en serie o plataformas marinas levemente espaciadas y la distinción entre los máximos niveles del mar interglaciares de los interestadiales¹ Ortlieb, (1991).

¹ Al episodio paleoeustático más antiguo se le denomina Transgresión Interglaciar. Al de antigüedad intermedia se le denomina Transgresión Interestadial y al más joven como Transgresión Postglacial (González y Ravissa, 1987).



Figura 11. Gráfico que ilustra la acumulación de la señal luminiscente (eje y) con respecto del tiempo (eje X). Cuanto más antiguos sean los sedimentos de donde se erosionan los granos, mayor será la población de carga atrapada y tendrán por tanto una señal OSL (parte I). La exposición de los granos a la luz del sol durante su transporte puede reducir esta población de carga atrapada (Parte II). A) En situaciones donde la intensidad luz del sol y el tiempo de exposición es suficiente, todos los granos tendrán su población de carga reducida a un nivel muy bajo; tras ser sepultados la población de carga en los granos comienza a almacenarse en los defectos estructurales de los minerales (parte III) hasta que los granos son muestreados y tratados en el laboratorio, todos los granos analizados arrojarán edades similares. B) Donde la duración de la exposición a la luz del sol es limitada tal como sucede en ambientes fluviales y glacio-fluviales, algunos granos tendrán su población de carga reducida a cero mientras que otros retendrán diferentes cantidades de carga previamente adquiridas, esto normalmente recibe el nombre de "señal residual"; en el laboratorio diferentes granos tendrán diferentes poblaciones de carga y por tanto diferentes edades (ilustración modificada de: Duller, 2008).

II.3.2 Protocolo Regenerativo de una Sola Alícuota (SAR)

Los primeros procedimientos en el fechado por OSL involucraban realizar mediciones en múltiples sub-muestras o alícuotas de cada muestra, para después combinar todas las respuestas a la radiación juntas y construir así en conjunto una curva de crecimiento que define la respuesta que el cuerpo tuvo a la radiación en el laboratorio; de las 24-48 alícuotas se calcula una sola dosis de laboratorio conocida

como dosis equivalente (D.E.), tal acercamiento ignora la complejidad natural de los ambientes sedimentarios y la variabilidad que es probable que ocurra, esto tiene una serie de problemas: 1) dado que cada alícuota tiene diferente número de granos minerales o minerales con diferente claridad lumínica, alguna especie de normalización es necesaria. 2) Ya que para realizar este tipo de mediciones lleva un gran esfuerzo, solamente es factible realizar una estimación de D.E. por muestra. 3) Finalmente y más importante, el acercamiento por múltiples alícuotas supone que cada alícuota tiene la misma D.E. y esta es una suposición muy difícil de probar mediante este acercamiento (Duller, 2004, 2008; Wintle y Murray, 2006).

El desarrollado de los métodos de una sola alícuota, tiene profundas implicaciones: 1) todas las mediciones son realizadas sobre una sola submuestra lo que lleva a que la precisión analítica aumente en buena medida. 2) Por primera vez es posible analizar explícitamente la distribución de dosis en una sola muestra (*i.e.* midiendo la D.E. en granos de cuarzo individuales). 3) Estos procesos pueden ser automatizados utilizando equipos controlados por computadora para medir luminiscencia, haciendo posible fechar rutinariamente muestras que involucren la determinación de varías réplicas de De (Murray y Olley, 2002; Duller, 2004, 2008).

En la última década el protocolo regenerativo de una sola alícuota (SAR por sus siglas en ingles), ha revolucionado el fechamiento por OSL. Este protocolo está definido por una secuencia de mediciones dentro de la que existen correcciones para los cambios en la sensitividad de la señal luminiscente ocurridos durante la secuencia. Así, el fundamento principal es que la señal natural de OSL "corregida sensitivamente" se compara con las señales "corregidas sensitivamente" resultantes de la respuesta de

una sola muestra de cuarzos a varías dosis conocidas de radiación administradas en el laboratorio (Wintle y Murray, 2006; Wintle, 2010).

Dentro del laboratorio la muestra es primero precalentada a una temperatura dentro del rango de 160 - 300°C (normalmente por 10s) y la señal natural de OSL (L₀) es medida; después, a la muestra se le da una dosis de prueba (D_T) calentada a 160°C y la señal de OSL (T₀) de esta dosis de prueba es medida, normalmente la dosis de prueba es una fracción pequeña (±10%) de la dosis natural: esto completa el primer ciclo (natural) de medición. Después se cuantifica el crecimiento de la señal luminiscente con respecto a la dosificación de un número de dosis de laboratorio (dosis regenerativas) de diferentes intensidades (5Gy, 10Gy, 30Gy, etc.), la muestra es calentada a la misma temperatura que en el ciclo anterior y se mide la señal de OSL; las señales OSL resultantes de estas dosificaciones son medidas como L₁, L₂..., L_n. Después de estas mediciones la sensitividad lumínica es cuantificada al aplicarle una dosis fija a la muestra (*i.e.* 5 Gy) y midiendo la señal OSL T₁, T₂, etc. Los efectos en los cambios de sensitividad pueden ser corregidos tomando la tasa de la señal luminiscente (Lx) y la respuesta a la dosis fija (Tx). La gráfica de la señal OSL corregida (Lx / Tx) como función de una dosis de laboratorio puede ser usada para calcular la dosis equivalente para la alícuota (Murray y Olley, 2002; Wintle y Murray, 2006).

Conforme esta nueva técnica va adquiriendo cada vez más uso, se van detallando más sus métodos y aumenta su precisión; sin embargo, aún es necesario aplicar una combinación de diferentes técnicas cronométricas para poder realizar un análisis geocronológico adecuado y así aumentar la precisión de este (Song *et al.*, 2012).

II.3.3 Selección del Sitio de Colecta de la Muestra Para Luminiscencia

Las muestras para el fechado por OSL se tomaron sobre depósitos sedimentarios ricos en feldespatos y cuarzos (ortoclasas), como lo son playas y dunas prestando bastante atención a que las estructuras sedimentarías que se encontraran en su posición original desde su última exposición a la luz, puesto que los sedimentos que son depositados muy rápidamente (<1 hora), o con iluminación nula son inapropiados para el fechado por luminiscencia (Forman *et al*, 2000; Le *et al*, 2007).

Cada muestra de OSL fue obtenida de manera manual introduciendo a golpes de martillo un tubo de PVC de 5 cm de diámetro y 20 cm de longitud, en las caras limpias del sedimento. Una vez obtenidas las muestras los tubos fueron envueltos en papel de aluminio, forrados con cinta adhesiva gris y se colocaron en una bolsa hermética a la luz. Así mismo, se colectaron sub-muestras para determinar la dosis de radiación ambiental (Fig.12).

II.4 Radiocarbono (¹⁴C).

El radiocarbono es el método de fechado más ampliamente utilizado alrededor del mundo sobre ambientes costeros y el primer método radiométrico popularizado desde 1951 (Björk y Wohlfarth, 2001). En el presente estudio este método se utilizó con el fin de validar y contrastar las edades obtenidas mediante luminiscencia, con la de las edades obtenidas al datar las valvas de organismos marinos que encontramos al parecer "in situ" (posición de vida) y sin presentar re cristalización.



Figura 12. Serie de fotografías que muestran la manera en cómo se tomaron las muestras de OSL en el campo. A) y B) El tubo de PVC es introducido manualmente, dando golpes con un martillo sobre una tapa de plástico grueso colocada previamente. C) Posición del nucleador de PVC antes de comenzar la extracción del núcleo. d) Ubicación del núcleo dentro de la columna estratigráfica.

Capitulo III

Resultados

Las columnas estratigráficas levantadas y las muestras de OSL colectadas se ubicaron en tres localidades distintas al sur del centro de población de San Felipe, Baja California: una del lado sur de El Faro, otra del lado norte del mismo y la última más al norte, casi al pie del desarrollo habitacional "Residencial San Fernando". Estas localidades se encuentran bastante dañadas a causa de la modificación de las dunas que sobreyacen los afloramientos para construir desarrollos habitacionales, lo que ocasionó derrumbes de bloques de sedimentos, sepultando y desquebrajando algunas partes de las secuencias sedimentarias (Fig. 13).

III.1 Descripción de las Columnas Estratigráficas

- Columna 1 (Sur de El Faro).
- Columna 2 (Norte de El Faro).
- Columna 3 (Residencial San Fernando).

De norte a sur la primera de las columna en ser descrita fue la de mayor altura y sus unidades se encuentran mejor conservadas por lo que se tomó como unidad de referencia para correlacionarlas con las otras dos columnas estratigráficas. Posteriormente la descripción de las columnas va de sur a norte. Las coordenadas de los sitios de colecta de la muestras de OSL, las alturas y las profundidades se muestran al final de la descripción de la tercer columna.



Figura 13. Efectos que las obras de desarrollo urbano han producido sobre el área de estudio. Las fotografías están ordenadas de izquierda a derecha y de sur a norte. (a) Sur de la zona de estudio donde se aprecian bloques derrumbados del afloramiento al pie de la playa. (b) Construcciones dañadas por erosión y transporte eólico en la parte superior del afloramiento sobre un campo de dunas destruido. (c) Bloques de coquina consolidada derrumbados al pie del afloramiento. (d) Camino para ingreso vehicular que secciona los estratos de la parte superior del primero de los afloramientos. Al fondo se aprecia el faro que da nombre a este sitio. (e,f) El segundo afloramiento es el más impactado por las obras de construcción, casi toda la secuencia está sepultada por sedimentos eólicos arrojados de las dunas destruidas de la parte superior. (g-h) El tercer afloramiento es el que se ubica más al norte, está parcialmente cubierto por sedimentos eólicos y donde los desarrollos habitacionales son los más extensos (ver texto).

III.1.1 Columna 1, Sur de El Faro

Este afloramiento descansa aparentemente sobre un basamento de composición granítica. Sobre el basamento se encuentra un estrato de lodolitas de un ambiente de baja energía, casi totalmente cubierto por bloques derrumbados (Fig. 14a y 14b); su

espesor es de 1.7 m y texturalmente se compone de lodolitas color café oscuro con estratificación de baja energía, posiblemente de un ambiente lagunar, las únicas marcas visibles parecen ser post-depositacionales.



Figura 14. Vista de la base de la columna estratigráfica número 1. (a) Entre el estrato formado por conglomerado se encuentra un estrato de lodolita (b) el cuál descansa sobre rocas graníticas

Suprayacendo a las lodolitas hay un contacto erosional con un estrato de conglomerado polimíctico soportado por matriz con intercalaciones de coquina (Fig.15) denominado FSF-1 (el faro San Felipe - 1). El conglomerado es de aproximadamente 1.3 m de espesor, la matriz forma el 60% y está compuesta de areniscas ricas en cuarzo provenientes del basamento granítico. Contiene alrededor de 10% de clastos volcánicos, 10% sedimentarios y 20% biogénicas. Los clastos volcánicos son redondeados a sub-redondeados de más de 10 cm de diámetro, pueden ser tanto

graníticas como volcánicas extrusivas. Los fragmentos graníticos son los de mayor tamaño de todos. Los clastos sedimentarios se componen de fragmentos de areniscas oxidadas, angulosos a sub-angulosos, algunos de ellos sobrepasan en tamaño a los clastos graníticos mayores. Los componentes biogénicos son fósiles de moluscos y gasterópodos, recristalizados y desarticulados.



Figura 15. Conglomerado polimíctico mayormente soportado por matriz. (a), (b) y (c) en algunas partes el color de la matriz varía.

Sobre el conglomerado continúa un estrato formado por coquina altamente porosa soportada por una matriz de arenas bien clasificadas y posee 10% de fragmentos líticos sub redondeados a sub angulosos. Denominada FSF-2. Debido a los bloques derrumbados (Fig. 13c) es difícil distinguir el contacto entre la coquina y el conglomerado. La coquina presenta capas de estratificación gradada normal con

algunas laminaciones (Fig. 16a), su espesor es de aproximadamente 1.4 m, con 40% de fósiles de conchas de organismos marinos recristalizados y desarticulados, llegando a medir hasta 4cm de diámetro los más grandes.

Entre la coquina y el estrato que la sobreyace (FSF-3) se encuentran separados por una superficie erosional de alrededor de 20 cm de espesor (Fig. 16b y 17).



Figura 16. Coquina altamente porosa, a) Detalle de las capas delgadas y laminaciones del estrato. b) Contacto erosional entre la coquina (FSF-2) y el estrato que la suprayace.

La unidad FSF- 3 mide aproximadamente 2 m de espesor, presenta gradación normal y está compuesta principalmente por arenas finas, limos y fragmentos pequeños de conchas de bivalvos, está bien cementado, extremadamente bioturbado (Fig. 17), con intercalaciones de algunas marcas de laminaciones, fragmentos líticos bien redondeados de hasta 2 cm de diámetro y el sedimento se va oscureciendo hacia la cima del estrato. Este estrato indica menor energía de depositación que el que lo subyace.



Figura 17. Estrato FSF-3. (a) La vara de Jacobo como escala. (b) Vista hacia el oeste donde se ve la superficie de erosión entre FSF-2 y FSF-3. (c) FSF-3 este estrato se encuentra con un alto grado de bioturbación y bien cementado.

Suprayacendo FSF-3 se encuentra una secuencia de aproximadamente 1 m de espesor de sedimentos tipo arenas finas a muy finas, más erosionados que los estratos infra y suprayacentes; está dividida en capas de tres diferentes coloraciones con características de depositación similares, las tres compuestas por sedimentos de baja

energía y mal clasificados. En conjunto se denominó FSF- 4 (Fig. 18a). La capa de la parte inferior (FSF-4a) mide aprox. 20 cm de espesor, es de color café claro, con algunas laminaciones. Le continúa otra capa de 40 cm (FSF-4b) de espesor, de color café grisáceo, sin laminaciones, con algunas marcas similares a paleocanales , las que no es claro saber si son post depositacionales. La siguiente capa (FSF-4c) es también de 40 cm de espesor, compuesto de areniscas color café obscuro, y similarmente a la que la infrayace es difícil distinguir si las marcas que posee son post depositacionales, además presenta en algunas partes huellas de bioturbación. En general resulta muy complicado diferenciar sí esta superficie es producto de la erosión diferencial en una parte del estrato que lo sobreyace. En este estrato es en donde se observa un derrumbe (Fig. 18b), razón por la cual las secuencias que se encuentran por debajo de este estrato están ausentes hacia el norte.

Hacia arriba continua un estrato de areniscas depositadas en un ambiente de mayor energía con un espesor de aproximadamente 4 m (Fig. 19). La secuencia comienza con una capa de areniscas de aproximadamente medio metro de grosor, de color café más oscuro que la secuencia que le subyace, y muestra casi las mismas características texturales que las facies intensamente bioturbadas y bien cementadas de FSF-3, donde aparecen galerías de poliquetos y raíces (Fig. 19a y 19b); no obstante, resulta complicado diferenciar si esta capa forma parte de los sedimentos marinos que la sepultan y que continúan hacia arriba, se interpreta como FSF-5 puesto que el color es más oscuro que FSF-3 y que a causa del paso de un sendero automovilístico justo por encima de esta porción, es que se encuentra seccionado entre este estrato y los estratos que continúan hacia arriba (Fig.19c); este sendero colapsó el contacto entre estratos.



Figura 18. Estrato FSF-4. (a) Vista al oeste donde se aprecia en la base la parte superior de las coquinas (FSF-2) seguida de las facies intensamente bioturbadas y cementadas (FSF-3), la unidad FSF-4 y por encima de el FSF-5 bien consolidada y similar a FSF-3. (b) Vista oblicua en el sitio donde se aprecia un plegamiento en la columna estratigráfica.



Figura 19. Afloramientos de FSF-5 dentro del área de estudio. (a) Dos metros por encima del inició del estrato se encuentra una capa sin bioturbación en la cual se tomaron muestras para su análisis, en la foto se observa también el estrato inferior. (b) Este estrato se encuentra bien cementado y bioturbado con galerías de poliquetos. (c) Fotografía tomada desde el sendero hecho para el ingreso de vehículos, en donde se observa la parte posterior de FSF-5 lo que quedo después de este seccionamiento. (d) Afloramientos en el camino donde se aprecian capas delgadas con estratificación cruzada interestratificadas y algunas galerías.

Dentro de este estrato de sedimentos marinos sesenta centímetros por encima de la capa anterior, en una capa de alrededor de 45 cm de espesor, libre de bioturbación y de tubos de poliquetos, se obtuvo una muestra para OSL (OSL-5), otra para determinar la dosis de radiación (Fig. 19a) y una más para análisis de parámetros texturales (Tabla I). Por arriba del sitio de colecta de las muestras, continúan 2 m de los mismos sedimentos marinos bioturbados, de color más claro, pero con algunas laminaciones. (Fig.19c y 19d).

La parte superior del afloramiento está compuesta por una secuencia de sedimentos de tamaño arena bien clasificados donde se alcanzan a distinguir lo que parecen ser marcas dejadas por rizomas de plantas, la secuencia cuenta con un espesor aproximado de 13 m (Fig. 20). Aquí se tomaron otras dos muestras de OSL (OSL-3 y OSL-4) (Fig. 20).

Si bien el contacto entre la secuencia de arenas y el estrato inferior está sepultado, existe dentro de este estrato de arenas finas un ligero cambio en la coloración, siendo la parte de abajo más oscura, esta se encuentra en su mayoría cubierta por sedimentos eólicos modernos (Fig. 20a); y en las secciones descubiertas se alcanzan a distinguir algunas laminaciones, ausencia de fósiles y ligeramente cementadas por Carbonato de Calcio (CaCO₃,) y se extiende hasta un poco más de la mitad de la secuencia completa. A aproximadamente 6 m y medio del inicio de esta secuencia se colectaron muestras para fechado (OSL - 3), dosis de radiación y para su análisis granulométrico (Tabla I).

La secuencia continua con sedimentos más claros y tiene un grosor aproximado de 7 m (Fig. 21), se compone de arenas bien compactadas y bien clasificadas. La parte superior de esta capa está cubierta por un conchero antropogénico fechado en 1,400 años (Dr. Miguel Téllez coment. pers., 2012) (Fig. 22). Por debajo del conchero se tomó otra muestra para OSL (OSL-4), dosis de radiación y análisis granulométrico (Tabla I).

Debido al grado de litificación presente en los demás estratos en este afloramiento, solamente fue posible tomar muestras para análisis granulométrico en los sitios de colecta de muestras de OSL. Los parámetros texturales obtenidos se analizan posteriormente en la sección de discusiones.

<u>Tabla I.</u> Parámetros texturales según Folk y Ward (1957) de las muestras de OSL en la columna 1. Las coordenadas de las muestras están expresadas en grados decimales, la altura está dada con respecto al nivel del mar, la profundidad es con respecto al eje z. La profundidad es importante porque de ella depende la atenuación de la radiación cósmica y también es usada en el cálculo de la dosis total de radiación ambiental (D_R) en el lugar de muestreo.

			Altura	Prof.	Media	Desviación		
Muestra	Longitud	Latitud	(m)	(m)	(φ)	estándar (φ)	Asimetría	Kurtosis
						2.022	-0.032	0.770
081.3	111 71	30.94	22.8	5.2	6.161	(Muy	(Simétrica)	(Platicurtica)
031-3	-114.74					pobremente		
						sorteado)		
						1.118	-0.109	0.836
OSL-4	-114.74	30.94	26.8	1.2	3.777	(Pobremente	(Asimetría	(Platicurtica)
						sorteado)	hacia los	
							gruesos)	
						2.140	-0.105	0.756
OSL-5	111 72	114.73 30.94	14.6	13.4	6.745	(Muy	(Asimetría	(Platicurtica)
	-114.73					pobremente	hacia los	
						sorteado)	gruesos)	



Figura 20. (a) La parte superior de la columna tipo está constituida por una secuencia de areniscas de alrededor de 13m de espesor, (b) dentro de esta secuencia se pueden diferenciar algunos estratos cruzados. (c) Vista hacia el sureste del afloramiento #1 de la columna tipo del área de estudio en donde se resaltan los diferentes estratos que la componen.

"El Faro" lado sur



Figura 21. Columna estratigráfica levantada dentro del afloramiento # 1, se muestran también los sitios dentro de la columna donde se colectaron las muestras de OSL,; así mismo es posible ver el nombre de las distintas facies para su futura correlación estratigráfica con los otros dos afloramientos. Se tomó como columna tipo del área de estudio puesto que es la que en estado de mejor preservación se encuentra, más cantidad de facies y estratos presenta, y por tanto es la de mayor altura.



Figura 22. Vista al oeste del primer afloramiento delineando la disposición de los estratos divididos en el mismo orden que la columna estratigráfica de la Figura 21.

III.1.2 Columna 2, Norte de El Faro

Hacia el norte del faro a 400 m del primer afloramiento, el campo de dunas se encuentra seccionado por un camino de acceso a la playa (Fig. 23), por el que se accede al afloramiento la columna #2. Es necesario señalar que en la prospección del lugar durante el 2010 la columna este se encontraba completamente sepultado de arena debido a que el campo de dunas que suprayacía el afloramiento fue destruido para trazar un desarrollo habitacional desde el 2008 (Téllez, comunicación personal). En el trabajo de campo para recolectar las muestras durante el 2013 había una exposición aprox. de 4 m de altura con buzamiento hacia el norte (Fig. 24).



Figura 23. (a) Vista hacia el noroeste del afloramiento #1, donde se observa el faro, estructura que destaca en el área de estudio sobre el afloramiento del basamento granítico; (b) panorámica hacia el sur de la columna 1; (c) vista al noroeste de el faro donde se aprecia la localización de las columnas 2 y 3, así como la arena que cubre el afloramiento por la destrucción del campo de dunas.

La terraza marina presenta características texturales y depositacionales similares a la parte inferior de la primer columna, justo antes de los sedimentos marinos y eólicos; sin embargo, el afloramiento es de menor altura y el más pobremente expuesto de los tres estudiados (Fig. 24).



Figura 24. Segundo afloramiento al norte del faro. (a) Vista hacia el noroeste donde se ven los estratos expuestos y los sedimentos eólicos que cubren el resto de las secuencias estratigráficas. (b) Vista al oeste donde se aprecia la parte basal de la secuencia estratigráfica cubierta de sedimentos eólicos, con un lente de conglomerado oligomíctico interestratificado. (c) Detalle del afloramiento. En este afloramiento cuyo contacto con el basamento se encuentra cubierto por sedimentos modernos de playa.

La base de la columna se encuentra a 5.8 m sobre el nivel medio del mar y está en contacto con sedimentos modernos de playa, por lo que no es posible ver el basamento (Fig. 24). Texturalmente el estrato basal se compone de sedimentos finos tamaño limo, de un ambiente de baja energía, aparentemente lagunar, muy parecido al estrato que subyace a FSF-1 en la columna # 1, del que solo difiere por su coloración más rojiza en la base y va gradando hacia sedimento igual de tamaño y de características similares pero de coloración café verdosa con algunas laminaciones, notándose un contacto entre ambas coloraciones. El espesor de este estrato es de aproximadamente 40cm, y se tomó una muestra para su análisis granulométrico (FSF-2 y LAMIN) y micropaleontológico (Tabla II).

Por encima de las facies aparentemente lagunares se encuentra un lente de conglomerado de aproximadamente 60 cm de grosor (Fig. 24 y 25). A diferencia del conglomerado que compone a FSF-1 el de esta columna es oligomíctico, con soporte clástico de cantos rodados de granito de hasta 40 cm de diámetro (Fig. 25). Lo notable fue el encontrar fósiles de bivalvos en su posición original de vida, lo que sugiere un ambiente intermareal. Estos depósitos son adecuados para efectuar un fechado por radiocarbono, ofreciendo así la posibilidad de contrastar los resultados con las edades obtenidas por OSL y relacionarlos con la historia tectónica.

Sobreyaciendo al lente de conglomerado se encuentra un estrato de coquina de aproximadamente 20 cm de espesor similar a FSF-2 porosa y bien retrabajada (Fig. 25b y 25d).

Suprayaciendo a la coquina está un estrato de 40 cm de espesor aproximadamente, compuesto por limos mal clasificados con algunas laminaciones, así como estructuras de bioturbación atribuibles a raíces de pastos marinos y galerías de organismos endobentónicos. De este estrato se tomó una muestra para su análisis textural (FSF-2CL) y micropleontológico.

La parte más alta del afloramiento está constituida por sedimentos finos cementados e intensamente bioturbados por galerías de poliquetos principalmente (Fig. 26a). Esta capa se correlaciona con FSF-3 por el grado de bioturbación presente en ella; se colectó una muestra para análisis textural (FSF-2CB) y micropaleontológico.



Figura 25. Lente de conglomerado oligomíctico con soporte clástico en la columna 2. (a) y (b) Cantos rodados de granito. (c) y (d). Los fósiles de bivalvos intermareales en posición de vida indicados por las flechas negras, indican que este estrato se encontró se levantó.



Figura 26. Parte superior de la columna 2 (ver figura 27). (a) y (b) Facies de baja energía bioturbadas y erosionadas hacia la cima de la sección estratigráfica. (c) Vista al oeste de la parte superior del afloramiento, delineándose los contactos entre las unidades estratigráficas. Nótense los contactos erosiónales entre ellas.

<u>Tabla II.</u> Parámetros texturales según Folk y Ward (1957) de las muestras que se tomaron en el segundo afloramiento.

Muestra	Media (ø)	Desviación estándar (φ)	Asimetría	Kurtosis
FSF-2	8.067 (Limo muy fino)	2.249 (Muy pobremente sorteado)	0.374 (Asimetría hacia los gruesos)	0.868 (Platicurtica)
LAMIN	9.396 (Arcilla)	1.543 (Pobremente sorteada)	- 0.225 (Asimetría hacia los gruesos)	0.866 (Platicurtica)
FSF-2CL	8.900 (Limo muy fino)	2.101 (Muy pobremente sorteado)	-0.310 (Muy asimétrica hacia los gruesos)	1.004 (Mesocurtica)
FSF-2CB	9.419 (Arcilla)	1.505 (Pobremente sorteado)	-0.207 (Asimetría hacia los gruesos)	0.853 (Platicurtica)

 Las filas que aparecen en itálicas, son las muestras en donde fueron encontrados fósiles de foraminíferos bentónicos de los géneros: *Cribroelphidium, Ammonia, Cibicides, Nonion, Nonionella*; mismos que fueron reportados por Ruvalcaba-Baroni (2005) en la misma costa más al norte de los afloramientos de este estudio. En donde los estratos que conforman a los afloramientos son ligeramente más gruesos, pero la sucesión de facies es similar. Estos afloramientos igualmente fueron sepultados.



Figura 27. Columna estratigráfica del segundo afloramiento. El símbolo de interrogación en la base representa la parte del afloramiento que se encuentra cubierta por sedimentos modernos de playa, en la columna se denotan con la misma nomenclatura los estratos correlativos con la columna localizada al sur de la sección.

III.1.3 Columna 3, Residencial San Fernando

Este fue el primer sitio sobre el cual se trabajó durante el 2010, y el que mayor impacto antropogénico por urbanización presenta. Se ubica justo bajo el fraccionamiento "Residencial San Fernando" (Fig. 28). En la sección únicamente se encuentren expuestos los sedimentos arenosos de FSF-5 y FSF-6, con un espesor total de aproximadamente 11.5 m (Fig. 29).



Figura 28. Afloramiento #3. (a) Panorámica en dirección norte sobre el campo de dunas actualmente destruido que cubre toda el área de estudio, donde destacan: el Golfo de California, un conchero arqueológico y la ubicación de las facies de areniscas donde se levantó la columna. (b) y (c) Vista al noroeste del afloramiento desde la playa, donde se observa la buena estratificación planar y cruzada en el sitio.

La secuencia expluesta inicia con aproximadamente de 6 m de sedimentos tamaño arena, aparentemente de un ambiente de playa, con algunas estructuras de bioturbación de tubos de poliquetos y laminaciones interestratificadas. En esta capa se tomó una muestra para análisis granulométrico (Tabla III) y OSL (OSL-2).

Suprayaciendo a esta unidad se encuentra un estrato de aproximadamente 4.5 m de espesor, compuesto de arenas con estratificación cruzada. En esta capa también se colectó una muestra para análisis textural, OSL (OSL-1) y dosis de radiación.

La cima de la columna se encuentra cubierta por una gruesa capa de sedimentos eólicos modernos (Fig. 29).



Figura 29. Columna estratigráfica levantada del tercer afloramiento, Debido a la severidad de las perturbaciones, el control de las alturas de los estratos es incierto. Sin embargo, la composición de los estratos de la columna es correlacionable con los estratos de la primer columna (ver texto). la parte de abajo de aprox. 6 metros, tiene marcas de bioturbación y algunas laminaciones, la parte de arriba carece de marcas de bioturbación y cuanta con marcas de estratificación cruzada, la parte de arriba del afloramiento está compuesto por un campo de dunas activas. Se resaltan los lugares y alturas donde se tomaron las primeras dos muestras para fechado por OSL.

III.2 Resultados OSL de las terrazas de San Felipe

Tabla III. Resultados de los análisis de OSL, enviados por la Universidad de Cincinnati.

San Felipe Marine Terraces, OSL-dating results

Detalles de la muestra	Alícuotas	Dosis equivalente con ± 1Ø de error	Tasa de Dosis (Gy/ka)	Edad estimada (ka)
------------------------	-----------	--	--------------------------	--------------------------

Muestra	Lat. (°N)	Long. (°E)	Alt. (m)	Prof. (m)	Disco Usado	Peso prom.	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Cósmico (Gy/Ka)	Tasa de dosis (Gy/ka)	Peso prom.
OSL- SF1	30.95	-114.74	4.90	2.14	21(24)	26.29 ± 0.17	1.14 ± 0.06	3.16 ± 0.16	1.55 ± 0.08	189 ± 38	2.04 ± 0.10	<mark>13.18 ±</mark> <mark>0.67</mark>

OSL- SF2	30.95	-114.74	4.50	2.54	23(24)	27.47 ± 0.18	1.49 ± 0.07	3.12 ± 0.16	1.21 ± 0.06	168 ± 34	1.76 ± 0.09	<mark>15.60 ±</mark> 0.78
OSL- SF3	30.94	-114.74	22.80	5.20	24(24)	27.64 ± 0.29	1.00 ± 0.10	3.30 ± 0.33	1.54 ± 0.08	198 ± 20	2.19 ± 0.10	<mark>12.61 ±</mark> 0.57
OSL- SF4	30.94	-114.74	26.80	1.20	24(24)	25.66 ± 0.31	1.00 ± 0.10	3.00 ± 0.30	1.36 ± 0.07	199 ± 20	2.00 ± 0.09	<mark>12.85 ±</mark> 0.53
OSL- SF5	30.94	-114.73	14.60	13.40	17(24)	42.51 ± 0.45	1.70 ± 0.17	6.40 ± 0.64	1.69 ± 0.08	194 ± 19	2.71 ± 0.12	<mark>15.71 ±</mark> 0.85
Las figuras 30 y 31 se incluyen como ejemplos de los procedimientos que se llevan a cabo dentro del laboratorio, en el método de regeneración de una sola alícuota (SAR), para poder llegar a los resultados expresados en la tabla III.



Figura 30. Histogramas de frecuencia los cuales muestran la distribución de la Dosis Equivalente (D.E.) en las primeras dos muestras analizadas. La determinación de la Dosis Equivalente (figura 10) para el calculo de las edades de los sedimentos se obtuvo siguiendo el método de regeneración de una sola alícuota (SAR) de Murray y Wintle (2000).



Figura 31. Curvas de regeneración utilizadas para la estimación de la Dosis Equivalente, con base en el método SAR de Murray y Wintle (2000).

Capitulo IV

Discusiones.

El área de estudio representa un ambiente sumamente complejo el cual registra la sucesión de sedimentos depositados en un ambiente transicional correspondiente a una línea de costa marina no consolidada (Tabla IV). La zona de estudio se encuentra cubierta por una gruesa capa de sedimentos eólicos (dunas) de edad Holoceno. Estos depósitos además de haber sido modificados recientemente por actividades antropogénicas, han sepultado muchos de los afloramientos de las terrazas marinas, dificultando considerablemente la descripción e interpretación de los paleoambientes de formación. Sin embargo la descripción de las columnas estratigráficas, el fechado de los sedimentos y la tectónica regional, nos ha permitido elaborar un modelo de evolución de las terrazas marinas que afloran a lo largo de la costa occidental del aGC.

IV.1 Estratigrafía y Ambientes de Depositación de las Terrazas Marinas.

La descripción de las terrazas marinas en la región de San Felipe se ha logrado a través de la caracterización de tres diferentes columnas estratigráficas cuyos depósitos se correlacionan de manera lateral (Fig. 32).



Figura 32. Estratigrafía de las terrazas marinas de San Felipe. Se representa la variación lateral de los afloramientos. Nótese como las columnas 2 y 3 no están completas a causa de las altas tasas de erosión y la severa destrucción antropogénica presente. Debido a esto y en base a los resultados de nuestros análisis, solamente podemos inferir una posible relación entre la columna 1 y 2 (líneas punteadas). El único estrato que puede correlacionarse entre la columna 2 y 3 es la gruesa capa de sedimentos eólicos modernos que componen la parte superior de ambas columnas estratigráficas. Las letras en rojo en la columna 2 indican en donde fueron encontrados foraminíferos. A pesar de la diferencia que existe entre las alturas de las columnas 1 y 3, las edades obtenidas en el fechamiento por luminiscencia en ambas columnas, poseen una buena correspondencia entre los estratos marinos y eólicos que componen la parte superior de la columna tipo (ver Figura 33) y que componen en su totalidad a la tercer columna (líneas solidas). Sin embargo, las edades obtenidas en FSF-5 son poco confiables a causa de la presencia de bioturbación (ver texto).



Figura 33. Vistas que ilustran la disposición en el espacio de las muestras tomadas para OSL en la columna tipo del área de estudio (Figura 32). OSL-3 y 4 fueron colectadas en estratos conformados por dunas relictas y a pesar de que OSL-3 se encuentra por debajo de OSL-4, el fechado arrojó unas edad más reciente que OSL-4 lo cual difiere con el resultado esperado. OSL-5 es la muestra que mayor incertidumbre presentó durante el procedimiento. Sin embargo su rango de edad se correlaciona bien con la edad de OSL-2, tomada en la columna 3 en un estrato de características marinas similares. En el fechamiento por luminiscencia la principal causa de una edad sobre estimada o una alta incertidumbre es la presencia de bioturbación.

Tabla IV. Compendio estratigráfico y paleo-ambiental del área de estudio.

Igual que en la descripción de los resultados, el orden de las unidades es de la base hacia la parte superior de las columnas.

Unidad	Descripción	Interpretación	Edad
	Sedimentos de grano fino laminados con estratificación masiva, sin marcas evidentes de depositación	Condiciones de baja energía de depositación. Posiblemente un ambiente de laguna costera. El hecho de no haber encontrado foraminíferos en LAMIN, sugieren mayor influencia de agua dulce que llevó a la disolución de las testas (Ávila y Téllez, 200)	
FSF-1	Conglomerado polimíctico con contenido de matriz variable dentro del área de estudio	Ambiente intermareal. Clastos líticos redondeados a sub- redondeados plantean una fuente de aporte proximal (Seiler <i>et al</i> ; 2010). La diferencia en el porcentaje de matriz y fósiles en posición de vida entre afloramientos, sugiere un cambió en el régimen energético, dado por la distancia con respecto a la fuente de aporte	>45 Ka (AMS)
FSF-2	Coquina laminada, con presencia de valvas completas y fragmentadas, además de clastos líticos redondeados	Acumulaciones de berma de playa, canales de marea o camas de comunidades submareales (Meldahl y Cutler, 1992). Los clastos líticos sugieren influencia fluvial.	Correlacionada directamente con el UMMIG, hace 125 Ka (Ortlieb,1991; Meldahl y Cutler,1992)
FSF-3	Gradación normal, limos y arenas finas y pequeños fragmentos de fósiles de bivalvos ben cementados y extremadamente bioturbado. Presencia de clastos líticos.	Bastante similar a FSF- 2, pero no existen valvas completas, probablemente a causa de una disminución en la energía de depositación por un ligero aumento en el nivel del mar	125 Ka (Ortlieb,1991; Meldahl y Cutler,1992)

Tabla IV. (Continuación).

FSF-4	Estrato de tres diferentes coloraciones compuesto de Arenas finas a muy finas, más erosionado que los estratos sub y sobreyacentes. a) Aprox. 20 cm de espesor,, sedimento café claro con laminaciones. b) 40 cm de espesor, color café grisáceo, sin laminaciones y marcas de flujo. c) 40 cm de espesor, color café obscuro y con marcas de bioturbación Afloramiento #2 presenta testas de foraminíferos.	Los análisis texturales (Fig. 34) sugieren n un paleocanal de mareas, los canales de marea presentes en estuarios acumulan capas gruesas de bivalvos, a la vez que los canales van migrando lentamente y van removiendo la fracción fina del sedimento (Meldhal y Cutler, 1992). Puede ser que la estructura se halla formado ya sea en el intermareal inferior o submareal somero, incidiendo sobre superficies debilitadas a causa de una deformación y un levantamiento periódico durante el pleistoceno (Ortlieb,1991; Ledesma – Vázquez <i>et al</i> , 2007; Mueller <i>et al</i> , 2010).	
FSF-5	Sedimentos marinos, aparentemente de un ambiente de playa compuestos de limos medios a arenas muy finas muy pobremente sorteados. Presenta marcas de bioturbación por tubos de poliquetos y algunas laminaciones hacia la parte superior	Las gráficas de dispersión de grano en las muestras tomadas en esta unidad (OSL-2 Y OSL-5) tienen buena correspondencia y son diferentes a las otras tres muestras tomadas en la unidad superior (Fig. 35). El rango de tamaño de grano, Las marcas de laminaciones y de bioturbación por pastos marinos y tubos de poliquetos, es una asociación indicativa de un ambiente de laguna costera; los pastos marinos son característicos de zonas someras, tropicales y templadas (Phillips y McRoy; 1980).	15.71 ± 0.85 а 15.6 ± 0.78 Ка (OSL)

Tabla IV. (Continuación).

FSF-6	Limos medios a arenas muy finas con estratificación cruzada pobremente sorteados, pero en ambos afloramientos tienen mejor sorteamiento que las muestras de la unidad inferior.	La estratificación cruzada es un claro indicativo de condiciones sedimentarias de dunas eólicas. Probablemente la parte superior de la unidad donde se encontraban mejor desarrollados los campos de dunas, fue sepultada por los desarrollos habitacionales.	12.61 ± 0.57 a 13.18 ± 0.67 Ka (OSL)
	Las tres muestras colectadas (OSL- 1, 3 y 4) casi unimodales en los tamaños de arenas muy finas y finas (Fig. 35).	El cambio en las condiciones sedimentarias entre FSF-5 y FSF-6 puede estar dado por el cambio abrupto reportado por Ortega-Guerrero y colaboradores (1999) que tuvo lugar hace aprox.12,000 años, en el cual el promedio en la sedimentación cambio de 0.9 mm/a a 0.56 mm/a	
FSF-7	Arenas bien clasificadas	Campos de dunas modernos que coronan a los afloramientos del área de estudio.	1.4 Ka (conchero antropogénico fechado)



Figura 34. Gráficas de porcentaje de masa retenida contra el tamaño de grano (Ø) para las muestras de la columna estratigráfica #2. FSF-2 es visiblemente diferente a todas las demás, constituye la parte basal de la columna, es la que posee más porcentaje de sedimentos gruesos y por lo tanto mayor energía en el agente de transporte y sedimentación. Sin embargo, dado que se encuentra en contacto directo con sedimentos modernos de playa es posible que exista una mezcla en el sedimento que obscurece los parámetros texturales originales. LAMIN (Laminada) también se encuentra en la base por encima de FSF-2 y posee buena correspondencia con las otras dos muestras FSF-2CB y FSF-2CL pertenecientes a la cima de la columna, variando únicamente en el contenido de sedimentos gruesos, teniendo FSF-2CB (Cima Bioturbada) mayor cantidad de sedimentos de más gruesos que LAMIN y FSF-2CL (Cima Laminada). Las graficas de Lamin y FSF-2CL presentan la misma tendencia, pero FSF-2CL es trimodal, probablemente a causa de su reducido espesor y a encontrarse en contacto con la coquina de grano más grueso.



Figura 35. Gráfica del porcentaje de masa retenida contra tamaño de grano (Ø) para las muestras fechadas por OSL. Es visible como OSL-5 y OSL-2 Son similares entre si y diferente a las otras dos muestras. OSL-5 es la más pobremente sorteada, la de grano más fino, sin embargo predominan las partículas gruesas y es leptocurtica, lo que plantea que el sedimento tiene diferentes fuentes de aporte (Folk y Ward, 1957). La asimetría positiva de OSL-2 y el hecho de ser muy leptocurtica, sugiere una fuente proximal de aporte sedimentario (Folk y Ward, 1957). OSL-3 es la más simétrica de las tres y la que posee sedimento más fino, OSL-1 también tiene una tendencia hacia las partículas finas. La curtosis de OSL-1 sugiere una fuente sedimentaria proximal, la curtosis de OSL-3 y OSL-4 tomadas en un afloramiento distinto, cambia a platicurtica y la asimetría va cambiando a hasta tender a sedimentos gruesos en OSL-4, sugiriendo un aumento en la intensidad y turbulencia del mecanismo de transporte sedimentario; o un cambio en la morfología de la playa (Short y Hesp, 1982).

IV.2 Cronoestratigrafía de las Terrazas Marinas.

Las terrazas marinas a lo largo de las columnas 1, 2 y 3 fueron datadas por radiocarbono y luminiscencia ópticamente estimulada (OSL). El lente de conglomerado de la columna #2 representado por la unidad FSF-1 y fechado por AMS arrojo una edad de radiocarbono fuera del rango de la resolución de la técnica, sugiriendo que la edad de las terrazas marinas es mayor que 45 Ka (Björk y Wohlfarth, 2001). Esta edad es consistente con la edad propuesta por Ortlieb (1991) para las terrazas marinas a lo largo de la costa del GC (Fig. 36).



Figura 36. Curva glacio-eustática del nivel del mar durante los últimos 500 ka (Tesson et al., 2000). La figura muestra la edad inferida por Ortlieb (1991) para las terrazas marinas de San Felipe, relacionándolas con la etapa 5e de isotopo de oxigeno. Los resultados de fechado por AMS concuerdan con la interpretación de Luc Ortlieb (1991).

Nuestros resultados muestran que los sedimentos marinos más jóvenes fechados por luminiscencia en al área de estudio son de 12.61 0.57 a 13.18 0.67 Ka (Fig. 32), lo que sugiere que FSF- 5 fue depositada cuando el nivel del mar se encontraba aproximadamente 111 m por debajo del nivel actual (Fig. 37). Sin embargo, las unidades depositadas en ese tiempo deberían de encontrarse sumergidas. Analizando detenidamente FSF-5 observamos la presencia de marcas bioturbación, lo que convierte a la unidad en inadecuada para llevar acabo el procedimiento OSL, debido a que la bioturbación involucra la remoción de sedimentos de su posición original y la recombinación con sedimentos provenientes de diferentes partes del estrato o de otras unidades, llevando en ocasiones a la recristalización y exposición de los sedimentos a la irradiación solar, ocasionando a su vez la liberación de la energía previamente almacenada en eventos anteriores de irradiación, dejando a los cristales con una energía baja o residual (Duller,2004).

Lo anterior sugiere que las edades obtenidas en FSF-5 están subestimadas a causa del blanqueamiento de sus señales luminiscentes por efecto de la bioturbación y especular con esto que se trate de la terraza y coquina reportada como representativas de la cúspide del UMMIG hace 125 Ka (Fig. 36) por Ortlieb (1987) y Ortega-Guerrero y colaboradores (1999) en la costa este del aGC.

Las edades obtenidas en FSF-6 documentan en buena forma la transición entre una sedimentación marina durante el Pleistoceno a un régimen continental que dio inicio en el Holoceno, la cual sucedió en el área hace 15,700 – 12,000 años (Fig.37), con una tasa de sedimentación de 1 cm/a.



Figura 37. Curva glacio-eustática para los últimos 24 ka, mostrando las edades preliminares de OSL de las terrazas marinas. Las edades de luminiscencia nos indican que los depósitos de playa representados por la unidad FSF-5, fueron depositados cuando el nivel del mar se encontraba a más de 100m por debajo del nivel actual, lo cual hace imposible que los sedimentos se preserven por encima de las coquinas relacionadas con el último máximo interglaciar (~125 Ka) cuando el nivel del mar estaba aproximadamente 6 m por encima del nivel del mar. Más allá, FSF-5 presenta marcas de bioturbación, lo que representa un serio problema en el fechamiento por OSL (ver texto).

IV.3 Evolución Tectónica del Área de Estudio Y Estimación de la Tasa de Levantamiento de las Terrazas Marinas en la Región de San Felipe, Baja California.

IV.3.1 <u>Levantamiento Regional de las Terrazas Marinas Emergentes en la Costa</u> <u>del Pacifico de Baja California.</u>

En la costa del Pacifico al oeste de las Sierras Peninsulares, la latitud 30 a 33° Norte está caracterizada por terrazas marinas elevadas lo que implica un levantamiento regional y continuo durante el Cuaternario tardío (Fig. 38). La mayoría de las plataformas de terrazas más prominentes, están presentes en áreas donde fallas influencian y controlan localmente las estructuras y la geomorfología costera, como en la región de Punta Banda, Baja California (Mueller *et al.*, 2009).

Sin embargo, la señal de levantamiento regional durante el Cuaternario tardío es notablemente uniforme a lo largo de la costa del Pacifico, el cual está bien documentado para la mayor parte de la costa Sur de California y el norte de Baja California, con un promedio de 0.13 a 0.14 mm/a desde el Sur de California hasta la región de Ensenada, Baja California Norte (Fig. 39). Al sur de la falla Agua Blanca, la tasa de levantamiento es similarmente baja cerca de los 0.13 mm/a en la latitud 30° Norte (Mueller *et al.*, 2009 y referencias citadas ahí).

Este levantamiento está interpretado como resultado de la flexura de la litósfera elástica por medio del calentamiento y adelgazamiento del manto superior debajo del GC y al este de las Sierras Peninsulares (Mueller *et al.*, 2009; Spelz *et al.*, 2013).

IV.3.2 Relación del Levantamiento Regional de la Costa del Pacifico con la Provincia Extensional del Golfo de California y el Área de Estudio.

La alta topografía que define al flanco occidental de la Provincia Extensional del GC, es de aproximadamente 400 km de largo y tiene un patrón semejante de levantamiento al observado a lo largo de la línea de costa en el Pacifico definido por terrazas marinas. Mueller y colaboradores (2009) interpretaron lo expuesto anteriormente como indicativo de que el levantamiento reciente de la corteza ha ocurrido a través de toda la longitud de Baja California Norte, incrementándose de oeste a este (Fig. 39).



Figura 38. A. Gráfico de la topografía máxima (km) a lo largo de la península de Baja California y tasa de levantamiento (mm/año) de las terrazas marinas de la etapa 5a (~74 ka) y 5e (~125 ka) localizadas a lo largo de la costa del Pacifico. B. Mapa de relieve mostrando la localización de las terrazas marinas a lo largo de la costa. Las flechas continuas muestran solidos ejemplos de un levantamiento regional relacionado con procesos epirogénicos derivados a partir del adelgazamiento de la corteza y la remoción de la cubierta del manto por debajo del Golfo de California y las Sierras Peninsulares; las flechas discontinuas representan un levantamiento local, adyacente a zonas de falla activas (tomado de Mueller et al., 2009). Clave para las terrazas emergentes:1 = San Joaquin Hills, 2 = Oceanside, 3 = North San Diego County, 4 = San Diego, 5 = Mt. Soledad, 6 = Point Loma, 7 = Tijuana, 8 = Rosarito, 9 = Punta Descanso, 10 = Alisitos/La Fonda, 11 = Ensenada, 12 = Punta Banda, 13 = Maximinos, 14 = Punta Santo Tomas, 15 = Punta Cabras, 16 = Punta Baja, 17 = Isla Guadalupe (no se muestra en la figura), 18 = Punta Rosaliita, 19 = Bahía de Tortugas, 20 = Mulege (en el Golfo de California) [Tomado de Mueller *et al.*, 2009].

La deformación durante el Cuaternario en el este de Baja California y el GC asociada con el movimiento de las placas Pacifico-Norte América y está partida en por menos tres sistemas de fallas distintivos: centros nacientes de dispersión oceánica y arreglos de fallas transformes en-echelon con pasos a la derecha en el GC, fallas normales a lo largo del margen oeste del GC y fallamiento a lo largo de la margen del Pacifico de la península de Baja California (Axen y Fletcher, 1998; Fletcher y Munguía-Orozco, 2000; Mueller *et al.*, 2009; Seiler *et al.*, 2010).

El mecanismo de transferencia del desplazamiento entre la provincia de las Sierras Peninsulares y la Provincia Extensional del GC es complejo, puesto que el sistema de fallas de ambas provincias se intersectan hacia el este y desaparecen en el escarpe principal del GC. No obstante, cizalla lateral-derecha es aparentemente distribuida a través de múltiples fallas de menor escala oblicuas y trasformes, las cuales podrían jugar un papel importante en la transferencia de deformación entre provincias. Igualmente este sistema de fallas controlan la extensión y desplazamiento vertical durante el Cuaternario, así como la distribución de las cuencas de esta edad en la Provincia Extensional del GC (Fig. 39) (Lewis y Stock, 1998; Fletcher y Munguía-Orozco, 2000; Spelz *et al.*, 2008; Seiler *et al.*, 2010).



Figura 39. Perfiles simplificados que muestran la estructura y topografía a lo ancho de la península de Baja California. En la margen del Pacifico, cada perfil inicia a partir de una de las terrazas emergentes que definen en su conjunto un levantamiento regional relacionado con una flexión elástica de la litosfera, y el cual incrementa en dirección Este (Mueller, *et al.*, 2009). En la margen occidental del Golfo de California, ambos perfiles tienen como punto en común las terrazas marinas emergentes de San Felipe. Estas terrazas se localizan en el bloque de techo de importantes sistemas de fallas de alto y bajo ángulo que acomodan la extensión a lo largo de la Provincia Extensional del Golfo (PEG). La PEG, cuyo límite occidental lo constituyen las Sierras Peninsulares, se caracteriza por una topografía de bajo relieve relacionada con la formación del Golfo de California.

El mecanismo de transferencia del desplazamiento entre la provincia de las Sierras Peninsulares y la Provincia Extensional del GC es complejo, puesto que el sistema de fallas de ambas provincias se intersectan hacia el este y desaparecen en el escarpe principal del GC. No obstante, cizalla lateral-derecha es aparentemente distribuida a través de múltiples fallas de menor escala oblicuas y trasformes, las cuales podrían jugar un papel importante en la transferencia de deformación entre provincias. Igualmente este sistema de fallas controlan la extensión y desplazamiento vertical durante el Cuaternario, así como la distribución de las cuencas de esta edad en la Provincia Extensional del GC (Fig. 39) (Lewis y Stock, 1998; Fletcher y Munguía-Orozco, 2000; Spelz *et al.*, 2008; Seiler *et al.*, 2010).

Las terrazas marinas del área de estudio en se encuentran en el bloque de techo de un sistema mayor de fallas conocido como el arreglo de fallas de la Sierra San Felipe (Seiler *et al.*, 2010), el cual contiene tres fallas detachment en-echelon con pasos a la izquierda: Las Cuevitas, Santa Rosa y Huatamote. Esto involucra que exista una subsidencia del bloque de techo para formar una cuenca, mientras que el bloque de piso correspondiente es levantado (Mueller *et al.*, 2009) (Fig. 39).

IV.3.3 Estimación de la Tasa de Levantamiento de las Terrazas Marinas en la Región de San Felipe, Baja California.

A pesar de que descartamos las edades obtenidas en FSF-5 por OSL, los sedimentos relacionados con el IMMIG fueron depositados cuando el nivel del mar estaba 6 m por encima del nivel actual. Sin embargo en la costa de estudio los encontramos a una altura de 11 m, lo que sugiere que aun cuando los afloramientos se ubican sobre un bloque de techo que se supone debería de subsidir a la misma tasa

con la que se levanta el bloque de piso (Fig. 37), las terrazas marinas tienen un levantamiento de 0.04 mm/a.

La localización de las terrazas marinas en la Provincia Extensional del GC, al oriente de las Sierras Peninsulares cuya tasa de levantamiento es de ~4.8±1.5 mm/a (e.g. Outerbridge et al., 2005), coincide con la zona de anomalía de baja velocidad del manto (Fig. 40) (Yang y Forsyth 2006; Wang *et al.*, 2009; Persaud *et al.*, 2015).

La región del aGC y la región del estrecho de Salton han sido reconocidos como encontrarse en una etapa de transición de rift continental a rift oceánico, con formación de nueva corteza implicando la intrusión de estratos sedimentarios y el subsecuente metamorfismo típicamente por un magma máfico (Axen y Fletcher, 1998; Axen *et al.*, 2000; Martín-Barajas *et al.*, 2013). En el aGC la cuenca Wagner y las regiones aledañas a esta, las anomalías de baja velocidad suceden en profundidades más someras y a velocidades menores (Fig. 40) y están claramente relacionadas con un flujo convectivo de la astenósfera; igual como sucede con las cuencas Delfín y Guaymas (Wang *et al.*, 2009; Persaud *et al.*, 2015).

Más allá, en zonas tectónicamente activas, la presencia de helio en fluidos hidrotermales con elevadas relaciones isotopicas 3He/4He indican la presencia de mezclas derivadas del manto las cuales actúan para transferir volátiles del interior de la tierra hasta la superficie. Análisis realizados a partir de manantiales hidrotermales llevados acabo por Spelz y colaboradores (2016) en el Golfo de California, encontraron que Puertecitos al sur del área de estudio es la localidad con mayor proporción isotópica. La tendencia de los resultados sugieren un aumento en la señal de He primordial derivado del manto en dirección O-E a través de la península de Baja

california, de la misma manera que la tendencia de levantamiento reciente de la corteza reportado por Mueller *et al.*,(2009)



Figura 40. A. Mapa regional que muestra el gradiente de las anomalías de baja velocidad de fase de las ondas superficiales (25-40 km de profundidad) a lo largo de la península y Golfo de California (Wang, et al., 2009). B. Mapa del Alto Golfo y norte de Baja California el cual muestra con mayor detalle la relación espacial entre las terrazas marinas estudiadas y las anomalías de baja velocidad de fase. Estas anomalías sugieren la presencia de zonas de fusión parcial las cuales promueven el ascenso dinámico del manto hacia niveles someros de la litosfera. Es posible que este movimiento dinámico del manto se manifieste en la superficie a través del levantamiento regional de la topografía.

Capitulo V

Conclusiones.

Las terrazas marinas emergentes localizadas al sur del Puerto de San Felipe, en el alto Golfo de California, están relacionadas con el último máximo del mar interglaciar ocurrido ~ 125 ka.

Los sedimentos marinos en estas terrazas marinas se encuentran a una elevación promedio de 11 m por arriba del nivel medio del mar, y subyacen a gruesos depósitos de sedimentos eólicos que alcanzan un espesor máximo de 15 m.

Las edades de luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) indican que la transición del régimen sedimentario marino a continental en el área de estudio ocurrió hace ~ 13,000 años.

A pesar de encontrarse en el bloque de techo de importantes sistemas de fallas en la provincia extensional del GC, las terrazas marinas de San Felipe han registrado un levantamiento tectónico de ~0.04 mm/a desde hace ~ 125 ka.

El empuje del bloque de techo de ~ 80 km del escarpe principal del GC y del sistema de fallas normales de la Sierra San Felipe, trae como consecuencia el levantamiento de terrazas marinas, formación de pliegues y eventos transgresivos durante los últimos ~ 125 ka.

Las terrazas marinas en la región de San Felipe se localizan justo por encima de una prominente zona de baja velocidad (-2.5 a -3.5%) de las ondas de cuerpo, para una profundidad de 25 a 40 km, las cuales están asociadas con la fusión parcial y ascenso dinámico del manto.

Capitulo VI

Bibliografía.

Alappat, L., 2011, Application of OSL Dating on Coastal Sediments – Case Studies From Shallow Marine Sediments of Southern North Sea, Germany, and Coastal Sub-Surface and Surface Sediments From South India: Tesis para obtener el

grado de Doctor en Ciencias. Universität Berlin, 183 p.

- Alvarez, L.G., Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., y González-Escobar, M., 2009, Bathymetry and Active Geological Structures in the Upper Gulf of California: Boletin de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 61 (1), p. 129–141.
- Atwater, T.H., 1989, Plate Tectonic History of the Northeast Pacific and Western North America, *en* Winterer, E.L., Hussong, D.M., y Decker, R.W. eds., The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, Boulder, CO, GSA, v. N, p. 56–72, doi: 10.1130/DNAG-GNA-N.21
- Atwater, T.H., y Stock, J.M., 1998, Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update: International Geology Review, v. 40 (5), p. 375–402, doi: 10.1080/00206819809465216.
- Ávila-Serrano, G., y Téllez-Duarte, M.A., 2000, Procesos Tafonómicos en Tanatocenosis Recientes De Playa El Pelicano, Baja California: Ciencias Marinas, v. 26 (4), p. 677–694.
- Axen, G.J., y Fletcher, J.M., 1998, Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, Northern Gulf of California, México and Salton Trough, California: International Geology Review, v. 40 (3), p. 217–244, doi: 10.1080/00206819809465207.
- Axen, G.J., Stockli, D.F., Grove, M., Lovera, O.M., Rothstein, D.A., Fletcher, J.M., y Farley, K.A., 2000, Thermal evolution of Monte Blanco dome: Low-angle normal

faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges: Tectonics, v. 19 (2), p. 197–212.

- Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., Suguio, K., Tatumi, S.H., Yee, M., Paiva, R.P., y Munita, C.S., 2002, Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179 (1-2), p. 57–69, doi: 10.1016/S0031-0182(01)00408-4.
- Björk, S., y Wohlfarth, B., 2001, ¹⁴C Chronostratigraphic Techniques in Paleolimnology, *en* Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Heidelberg, NL, p. 205–245.
- Bohannon, R.G., y Parsons, T., 1995, Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions: Geological Society of America Bulletin, v. 107 (8), p. 937–959.
- Choi, J.H., Murray, A.S., Jain, M., Cheong, C.S., y Chang, H.W., 2003, Luminescence dating of well-sorted marine terrace sediments on the southeastern coast of Korea: Quaternary Science Reviews, v. 22 (2-4), p. 407–421, doi: 10.1016/S0277-3791(02)00136-1.
- Demets, C., 1995, A reappraisal for seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America plate motion: Geophysical Research Letters, v. 22 (24), p. 3545–3548.
- Dixon, T.H., Farina, F., DeMets, C., Suárez-Vidal, F., Fletcher, J.M., Marquez-Azua, B., Miller, M.M., Sanchez, O., y Umhoefer, P.J., 2000, New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 ma to present, II: Evidence for a Baja California shear zone: Geophysical Research Letters, v. 27 (23), p. 3961–3964.

- Dorsey, R.J., y Umhoefer, P.J., 2000, Tectonic and Eustatic Controls on Sequence Stratigraphy of the Pliocene Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico: GSA Bulletin, v. 112 (2), p. 177–199.
- Duller, G.A.T., 2004, Luminescence dating of quaternary sediments: recent advances: Journal of Quaternary Science, v. 19 (2), p. 183–192, doi: 10.1002/jqs.809.
- Duller, G.A.T., 2008, Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating: Boreas, v. 37 (4), p. 589–612, doi: 10.1111/j.1502-3885.2008.00051.x.
- Emerson, W.K., 1956, Pleistocene Invertebrates From Punta China, Baja California, Mexico : with Remarks on the Composition of the Pacific Coast Quaternary Faunas: Bulletin of the American Museum of Natural History, v. 111, p. 317–342.
- Fletcher, J.M., y Munguía-Orozco, L., 2000, Active continental rifting in southern Baja California, Mexico; implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California: Tectonics, v. 19 (6), p. 1107–1123.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D.L., Lovera, O., y Gehrels, G.E., 2007, Ridgetrench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas: Geological Society of America Bulletin, v. 119 (11-12), p. 1313–1336.
- Folk, R.L., y Ward, W.C., 1957, Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters: Journal of Sedimentary Research, v. 27 (1), p. 3–26, doi: 10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D.
- Forman, S.L., Pierson, J., y Lepper, K., 2013, Luminescence Geochronology: Washington, D. C., American Geophysical Union (AGU), Methods and Applications, v. 10 (1-2), p. 157–176, doi: 10.1029/RF004p0157.

- Galli, A., Martini, M., Montanari, C., y Sibilia, E., 2004, Thermally and optically stimulated luminescence of glass mosaic tesserae: Applied Physics A, v. 79 (2), p. 253–256, doi: 10.1007/s00339-004-2509-1.
- González, M.A., y Ravizza, G., 1987, Sedimentos Estuáricos Del Pleistoceno Tardío Y Holoceno en La Isla Martín García, Rio De La Plata: Revista Asociación Geológica Argentina, v. XLII (3-4), p. 231–243.
- Hernández-Flores, M.E., 1981, Relación de la distribución de foraminíferos con algunos parámetros oceanográficos de la parte central del Golfo de California: Tesis para obtener el grado de oceanólogo FCM-UABC, 64 p.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., y Thewalt, M.L.W., 1985, Optical dating of sediments: Nature, v. 313 (5998), p. 105–107, doi: 10.1038/313105a0.
- Huntley, D.J., Hutton, J.T., y Prescott, J.R., 1993, The stranded beach-dune sequence of south-east South Australia: A test of thermoluminescence dating, 0–800 ka: Quaternary Science Reviews, v. 12 (1), p. 1–20, doi: 10.1016/0277-3791(93)90045-N.
- Jacobs, Z., 2008, Luminescence chronologies for coastal and marine sediments: Boreas, v. 37 (4), p. 508–535, doi: 10.1111/j.1502-3885.2008.00054.x.
- Kern, J.P., y Rockwell, T.K., 1992, Chronology and Deformation of Quaternary Marine Shorelines, San Diego County, California, *en* Fletcher, C.H.I. y Wehmiller, J.F. eds., Quaternary Coasts of the United States Marine and Lacustrine Systems, Tulsa, OK, v. 48, p. 377–382, doi:10.2110/pec.92.48.0377.
- Le, K., Lee, J., Owen, L.A., y Finkel, R.C., 2007, Late Quaternary slip rates along the Sierra Nevada frontal fault zone, California: Slip partitioning across the western margin of the Eastern California Shear Zone/Basin and Range Province: Geological Society of America Bulletin, v. 119 (1-2), p. 240–256.

- Ledesma-Vázquez, J., Johnson, M.E., Backus, D.H., y Mirabal-Dávila, C., 2007, Evolución Costera de un depósito de Barrera Transgresivo a Terraza Marina en Isla Coronados, Baja California Sur, México.: Ciencias Marinas, v. 33 (4), p. 335–351.
- Lewis, C.J., y Stock, J.M., 1998, Late Miocene to recent transtensional tectonics in the Sierra San Fermin, northeastern Baja California: Journal of Structural Geology, v. 20 (8), p. 1043–1063, doi: 10.1016/S0191-8141(98)00029-7.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., Fernandez, A.G., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Páramo, P., Sutherland, F., y Umhoefer, P.J., 2007, Variable styles of rifting expressed in crustal structure across three rift segments of the Gulf of California: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 88 (23), p. S31A–02.
- Lonsdale, P.F., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W. eds., The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, Boulder, CO, v. N, p. 499–521, doi: 10.1130/DNAG-GNA-N.499.
- Martin-Barajas, A., González-Escobar, M., Fletcher, J.M., Pacheco, M., Oskin, M.E., y Dorsey, R.J., 2013, Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rupture in the Northern Gulf of California: Analysis of seismic reflection profiles: Tectonics, v. 32 (5), p. 1294–1311, doi: 10.1002/tect.20063.
- Meldahl, K.H., y Cutler, A.H., 1992, Neotectonics and Taphonomy: Pleistocene Molluscan Shell Accumulations in the Northern Gulf of California: PALAIOS, v. 7 (2), p. 187, doi: 10.2307/3514929.
- Mueller, K.J., Kier, G., Rockwell, T.K., y Jones, C.H., 2009, Quaternary rift flank uplift of the Peninsular Ranges in Baja and southern California by removal of mantle lithosphere: Tectonics, v. 28 (5), p. 1-17, doi: 10.1029/2007TC002227.

- Muhs, D.R., 2000, Dating Marine Terraces with Relative-Age and Correlated-Age Methods, *en* Quaternary Geochronology, Washington, D. C., American Geophysical Union, Methods and Applications, v. 10, p. 434–446, doi: 10.1029/RF004p0434.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Kennedy, G.L., Rockwell, T.K., Rock, 2002, The Last Interglacial Period on the Pacific Coast of North America: Timing and Paleoclimate: GSA Bulletin, v. 114, p. 569–592.
- Muñoz-Salinas, E., y Castillo-Rodríguez, M., 2014, Luminiscencia Ópticamente Estimulada aplicada a sedimentos fluviales: Un enfoque basado en la interpretación de las señales luminosas: Boletin de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 66 (2), p. 225–233.
- Murray, A.S., y Olley, J.M., 2002, Precision And Accuracy In The Optically Stimulated Luminescence Dating Of Sedimentary Quartz : A Status Review: Geochronometria -Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology, v. 21, p. 1–16.
- Murray, A.S., y Wintle, A.G., 2000, Luminescence Dating of Quartz Using an Improved Single-Aliquot Regenerative-Dose Protocol: Radiation Measurements, v. 32 (1), p. 57–73, doi: 10.1016/S1350-4487(99)00253-X.
- Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., Lozano-García, S., y De la O-Villanueva,
 M., 2012, Palaeoenvironmental record of the last 70 000 yr in San Felipe Basin,
 Sonora desert, Mexico: preliminary results: Geofísica International, v. 38 (3), p. 1-11.
- Ortlieb, L., 1978, Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2 (2), p. 200–211.
- Ortlieb, L., 1991, Quaternary Vertical Movements Along the Coasts of Baja California and Sonora, *en* Dauphin, J.P. y Simoneit, B.R.T. eds., The Gulf and Peninsular

Province of the Californias, Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, v. AAPG Memoir 47, p. 447–480, doi: 10.1306/M47542.

- Sokin, M.E., Stock, J.M., y Martin-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: Geoloy, v. 29 (5), p. 459–462.
- Sokin, M.E., y Stock, J.M., 2003, Pacific–North America plate motion and opening of the Upper Delfín basin, northern Gulf of California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 115 (10), p. 1173, doi: 10.1130/b25154.1.
- Outerbridge, K., Dixon, T.H., Wdowinski, S., y Malservisi, R., 2005, Current Vertical Crustal Movements in Northern Baja California, Mexico, AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Persaud, P., Di Luccio, F., y Clayton, R.W., 2015, Rayleigh wave dispersion measurements reveal low-velocity zones beneath the new crust in the Gulf of California: Geophysical Research Letters, v. 42 (6), p. 1766–1774, doi: 10.1002/2015GL063420.
- Phillips, R.C., and McRoy, C.P. (Eds.), 1980, Handbook of seagrass biology: an ecosystem perspective: New York and London, Garland STPM Press, 353 p.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T.H., LaFemina, P.C., Sella, G.F., Fletcher, J.M., y Suárez-Vidal, F., 2007, New Constraints on relative motion between the Pacific plate and Baja California Microplate (Mexico) from GPS measurements: Geophysical Journal International, v. 170, p. 1373–1380.
- Rees-Jones, J., Rink, W.J., Norris, R.J., y Litchfield, N.J., 2000, Optical luminescence dating of uplifted marine terraces along the Akatore Fault near Dunedin, South Island, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 43 (3), p. 419– 424, doi: 10.1080/00288306.2000.9514898.

- Rowland, J.C., Lepper, K., Dietrich, W.E., Wilson, C.J., y Sheldon, R., 2005, Tie channel sedimentation rates, oxbow formation age and channel migration rate from optically stimulated luminescence (OSL) analysis of floodplain deposits: Earth Surface Processes and Landforms, v. 30 (9), p. 1161–1179, doi: 10.1002/esp.1268.
- Ruvalcaba-Baroni, I., 2005, Paleoecología De Foraminíferos Bentónicos Del Pleistoceno en El Faro, Baja California, México: Tesis para obtener el título de Oceanólogo. FCM-UABC, 84 p.
- Sánchez-Mora, C.L., 1997, Arribo De Ondas P Y S en El Borde Continental Interno Y La Sierra Peninsular Del Norte De Baja California: Tesis para obtener el grado de Maestro en ciencias CICESE, 125 p.
- Seiler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M.C., Gleadow, A.J.W., y Kohn, B.P., 2010, Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?: Tectonophysics, v. 488 (1-4), p. 87–109, doi: 10.1016/j.tecto.2009.09.026.
- Short, A.D., y Hesp, P.A., 1982, Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia: Marine Geology, v. 48 (3-4), p. 259–284, doi: 10.1016/0025-3227(82)90100-1.
- Singhvi, A.K., y Porat, N., 2008, Impact of Luminescence Dating on Geomorphological and Palaeoclimate Research in Drylands: Boreas, v. 37 (4), p. 536–558, doi: 10.1111/j.1502-3885.2008.00058.x.
- Slyker, R.G., 1974, Geophysical Survey and Reconnaissance Geology of the Valle De San Felipe Area, Baja California, Mexico, *en* Gastil, G. y Jason, L. eds., Geology of Peninsular California, Los Angeles, CA, v. 49th Annual Meeting, Pacifc Section, p. 1–19.

- Song, Y., Li, C., Zhao, J., Cheng, P., y Zeng, M., 2012, A combined luminescence and radiocarbon dating study of the Ili loess, Central Asia: Quaternary Geochronology, v. 10, p. 2–7, doi: 10.1016/j.quageo.2012.04.005.
- Spelz, R.M., Fletcher, J.M., Owen, L.A., y Caffee, M.W., 2008, Quaternary alluvial-fan development, climate and morphologic dating of fault scarps in Laguna Salada, Baja California, Mexico: Geomorphology, v. 102 (3-4), p. 578–594, doi: 10.1016/j.geomorph.2008.06.001.
- Spelz, R.M., Téllez-Duarte, M., Lewis, O., Ávila-Serrano, G., Fletcher, J.M., Ledesma-Vazquez, J., y Peña-Villa, I., 2013, Estratigrafía Y Cronología Por Luminiscencia (Osl)
 De Las Terrazas Marinas Emergentes en La Costa Noroeste Del Alto Golfo De California: Procesos E Implicaciones Tectónicas De Su Levantamiento: GEOS, Boletín Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, v. 33 (1).
- Spelz, R.M., Negrete-Aranda, R., Hilton, D., Virrueta, C., Téllez-Duarte, M.A., Lupton, J., Evans, L., Clague, D., Zierenberg, R., Herrera-Gutiérrez, A.R., Neumann, F., y González-Yajimovich, O., 2016, Cartografía De Las Zonas De Fusión Del Manto Superior en La Península Y Golfo De California: Un Enfoque Combinado a Partir De La Geoquímica De Gases Nobles (3he/4he) Y Datos Sísmicos: GEOS, Boletín Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, v. 36 (1).
- Stock, J.M., y Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: Tectonics, v. 8 (1), p. 99–115, doi: 10.1002/tect.v8.1.
- Suguio, K., Bezerra, F.H.R., y Barreto, A.M.F., 2011, Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil: Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 83 (3), p. 907–920, doi: 10.1590/S0001-37652011005000010.

- Sutherland, F., 2006, Continental Rifting Across the Southern Gulf of California: Tesis para obtener el grado de Doctor en filosofía. University of California, San Diego, 120 p.
- Tanaka, K., Hataya, R., Spooner, N.A., Questiaux, D.G., Saito, Y., y Hashimoto, T., 1997, Dating of marine terrace sediments by ESR, TL and OSL methods and their applicabilities: Quaternary Science Reviews, v. 16 (3-5), p. 257–264, doi: 10.1016/S0277-3791(96)00092-3.
- Tesson, M., Posamentier, H.W., y Gensous, B., 2000, Stratigraphic Organization of Late Pleistocene Deposits of the Western Part of the Golfe Du Lion Shelf (Languedoc Shelf), Western Mediterranean Sea,

Using High-Resolution Seismic and Core Data: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 84 (1), p. 119–150.

- Umhoefer, P.J., Sutherland, F., Kent, G.M., Harding, A.J., Lizarralde, D., Schwennicke, T., Fletcher, J.M., Holbrook, W.S., y Axen, G.J., 2008, Synchronous Changes in Rift-Margin Basins and Initiation of the Alarcón Spreading Ridge and Related Transform Fault, Southwestern Gulf of California. Joint Meeting of the Geological Society of America in Houston, TX.
- Umhoefer, P.J., 2011, Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly?— Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin: GSA Today, v. 21 (11), p. 4–10, doi: 10.1130/g133a.1.
- Wang, Y., Forsyth, D.W., y Savage, B., 2009, Convective upwelling in the mantle beneath the Gulf of California: Nature, v. 462 (7272), p. 499–501, doi: 10.1038/nature08552.
- Wintle, A.G., y Murray, A.S., 2006, A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating

protocols: Radiation Measurements, v. 41 (4), p. 369–391, doi: 10.1016/j.radmeas.2005.11.001.

- Wintle, A.G., 2010, Future Directions of Luminescence Dating of Quartz: Geochronometria - Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology, v. 37, p. 1–7, doi: DOI 10.2478/v10003-010-0023-3.
- Yang, Y., y Forsyth, D.W., 2006, Rayleigh wave phase velocities, small-scale convection, and azimuthal anisotropy beneath southern California: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 111 (B7), p. 161, doi: 10.1029/2005JB004180.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.-Á., y Soler, V., 2003, Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes: Marine Geology, v. 194 (1-2), p. 103–133, doi: 10.1016/S0025-3227(02)00.