



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

**PROCEDENCIA DE SEDIMENTOS DETRÍTICOS DE PLAYAS Y
MAR PROFUNDO DEL GOLFO DE MÉXICO, MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS
(Geología Marina)

PRESENTA:

M. en C. Mayla Alhelí Ramos Vázquez

TUTOR PRINCIPAL:

Dr. Armstrong Altrin Sam John Selvamony
(Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

COMITÉ TUTOR:

Dra. Blanca E.M. Buitrón Sánchez
(Instituto de Geología, UNAM)
Dr. Madhavaraju Jayagopal
(Instituto de Geología, ERNO, UNAM)
Dra. María Adela Monreal Gómez
(Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)
Dr. Antonio Zoilo Márquez García
(UAM, Iztapalapa)

CD. MX., Enero, 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



PROCEDENCIA DE SEDIMENTOS DETRÍTICOS DE PLAYAS Y MAR PROFUNDO DEL GOLFO DE MÉXICO, MÉXICO

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS
(Geología Marina)

PRESENTA:
M. en C. Mayla Alhelí Ramos Vázquez

TUTOR PRINCIPAL:
Dr. Armstrong Altrin Sam John Selvamony
(Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

COMITÉ TUTOR:
Dra. Blanca E.M. Buitrón Sánchez
(Instituto de Geología, UNAM)
Dr. Madhavaraju Jayagopal
(Instituto de Geología, ERNO, UNAM)
Dra. María Adela Monreal Gómez
(Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)
Dr. Antonio Zoilo Márquez García
(UAM, Iztapalapa)

MÉXICO, CD. MX., Enero, 2021

DEDICATORIA

*El amor realizado aguza en nuestros ojos
del imposible anhelo la trémula saeta,
y es paso que prolonga, en cruel hechizo mágico,
ante la planta laxa la cansadora meta...
J.P.*

A mis padres: Efigenio y Paula

Mis hermanos Angel Adalid y Paola Itzel

*Sostenedme en las alas... Sostenedme y cruzad
de un volido tan sólo, eterno y más eterno
la inmensidad del mar...*

A.S.

AGRADECIMIENTOS

Universidad Nacional Autónoma de México, mi alma mater por abrirme sus puertas y ser participe en experiencias, conocimiento y amistades invaluableles.

Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, el programa que confió en mi para realizar el doctorado.

Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, lugar donde se consolidó mi trabajo de tesis.

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, el apoyo económico a través de la beca recibida durante estos años (No. 595593/308610)

Programa de Macrouiversidades, la estancia académica que enriqueció el proyecto de mi doctorado.

Proyectos PAPIIT (No IN107020), CONACyT (No A1-S-21287) y proyecto institucional del ICML (No 616) correspondientes a la investigación de mi tutor el Dr. Armstrong-Altrin, por el financiamiento para la recolección de las muestras y los análisis realizados.

Dr. Armstrong-Altrin S. John Selvamony por su guía, consejos, y constancia para llevar a término este trabajo.

Los miembros de mi jurado Dr. Armstrong-Altrin S. John Selvamony, Dra. Blanca Buitrón Sánchez, Dr. Madhavaraju Jayagopal, Dra. Adela Monreal Gómez y Dr. Antonio Márquez García por sus aportes a este trabajo.

M. en C. Eduardo de la Garza y Laboratorista Ricardo por el procesamiento de análisis granulométrico en sedimentos de profundo en el Laboratorio de Sedimentología, ICML.

Dr. Rufino Lozano y Q. Patricia Girón por los análisis de elementos mayores por FRX así como DRX en el Instituto de Geología

Dr. Ernesto Mendiola y María del Carmen G.C. por los análisis de elementos traza y tierras raras mediante ICP-MS en el Instituto de Geología

Ing. Carlos Linares López por su ayuda en la SEM-EDS para conocer la composición de los sedimentos de mis muestras

Dra. Teresa Pi Piug, por la caracterización de sedimentos por DRX

Ing. Teodoro Hernández Treviño por la ayuda recibida durante la separación de circones en el laboratorio del Instituto de Geofísica

Dr. Luigi Solari por la datación y geoquímica de circones realizados en el laboratorio de Estudios Isotopicos del Centro de Geociencias, UNAM.

M. en C. Laura Elena Gómez Lizárraga, ICML, por el servicio del microscopio electrónico de barrido para conocer las microtexturas de cuarzo y circones en sedimentos costeros.

Mis compañeros de laboratorio Mario, Abigail, Vanesa, Ana, Greyling, Nadia, Yutzil, Abdelaly, Tania, Patricia, Edith y Katherine por sus comentarios y mejoras en este trabajo, así como su compañía.

Las personas que hicieron más ameno mi estancia en el doctorado Coco, Homero, Alejandra, Blanca, Osvaldo, Abdelaly, Abigail, Mauricio, Mario y Susana gracias por su amistad.

Por su compañía y cariño a Beto, Hades, Bruna, Cronos, Argos y Haru P.

El departamento de Servicios Escolares del Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología integrado por Jazmín, Lupita, Diana y Gaby por el apoyo en la realización de los trámites en tiempo y forma.

Las coordinadoras del Posgrado por su dirección Dra. Cecilia Vanegas Fabregas y Dra. Claudia Alejandra Ponce de León Hill.

De manera especial a mi tutor el Dr. Armstrong Altrin Sam John Selvamony

Durante este periodo, gracias por sus consejos para mejorar la forma de realizar mi tema de investigación, su conocimiento compartido me acompañará y servirá de pilar para mi trabajo como investigador. Gracias por siempre motivar mi proceso de crecimiento personal y profesional, recordando que continuamente es posible mejorar. Por último y no menos importante, agradezco el inicio de esta invaluable amistad.

“மிக்க நன்றி”

Los artículos científicos derivados de este trabajo de investigación son listados a continuación

Ramos-Vázquez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Gío-Argáez, F.R. (2018). Foraminiferal assemblages, ¹⁴C ages, and compositional variations in two sediment cores in the western Gulf of Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 88, pp. 480-496. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.025> (SCI Impact Factor 2019: **1.704**).

Ramos-Vázquez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S. (2019). Sediment chemistry and detrital zircon record in the Bosque and Paseo del Mar coastal areas from the southwestern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 110, 650-675 (SCI Impact Factor 2019: **3.790**).

Ramos-Vázquez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S. (2020). Provenance and palaeoenvironmental significance of microtextures in quartz and zircon grains from the Paseo del Mar and Bosque beaches, Gulf of Mexico. *Journal of Earth System Science*, <https://doi.org/10.1007/s12040-020-01491-0> (SCI Impact Factor: **1.423**).

Contenido

1.- INTRODUCCION.....	14
2.- MARCO CONCEPTUAL.....	16
3.- ANTECEDENTES.....	17
4.- IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE PROCEDENCIA EN SEDIMENTOS COSTEROS Y DE MAR PROFUNDO	19
5.- PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN E HIPÓTESIS	19
6.- OBJETIVOS.....	20
7.- AREA DE ESTUDIO	21
7.1 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	22
7.2 OCEANOGRAFÍA FÍSICA DEL GOLFO DE MÉXICO (GM)	25
8.- METODOLOGÍA.....	29
8.1 NÚMERO DE MUESTRAS	29
8.2 MUESTRAS DE PLAYA Y MAR PROFUNDO.....	29
8.3 GRANULOMETRÍA.....	30
8.4 MINERALOGÍA.....	31
8.5 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES.....	31
8.5.3 INDICES DE INTEMPERISMO	31
8.6 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS.....	32
8.6.1 INDICADORES AMBIENTALES: Factor de enriquecimiento (FE) e Índice de geo-acumulación (I_{geo})	32
8.7 DATACIÓN POR RADIOCARBONO	33
8.8 DATACIÓN POR U-Pb DE CIRCONES DETRÍTICOS	34
8.8.1 MICROTERTURAS EN CIRCONES Y CUARZOS	34
9.- RESULTADOS	35
9.1 GM-SUR PLAYAS	35
9.1.1 GRANULOMETRÍA.....	36
9.1.2 MINERALOGÍA.....	38
9.1.3 PETROGRAFÍA	41
9.1.4 DIFRACCION DE RAYOS X.....	43
9.1.5 GEOQUIMICA.....	45
9.1.5.1 ELEMENTOS MAYORES	45

9.1.5.2 ELEMENTOS TRAZA	48
9.1.5.4 ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS	52
9.1.6 DATACIÓN POR U-Pb DE CIRCONES DETRÍTICOS	55
9.1.6.1 MICROTATURAS EN CUARZOS Y CIRCONES	65
9.1.7 DISCUSIÓN	74
9.1.7.1 GRANULOMETRÍA Y GEOQUÍMICA DEL SEDIMENTO	74
9.1.7.2 GEOCROLOGÍA DEL SEDIMENTO	75
9.2 GM-SUR NÚCLEOS	78
9.2.1 MINERALOGÍA	78
9.2.2 GEOQUIMICA	81
9.2.2.1 ELEMENTOS MAYORES	81
9.2.2.2 ELEMENTOS TRAZA	87
9.2.2.3 ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS	91
9.2.3 VELOCIDAD DE SEDIMENTACION	95
9.2.4 DISCUSIÓN	98
9.2.4.1 GRANULOMETRÍA Y GEOQUÍMICA DEL SEDIMENTO	98
9.2.4.2 RADIOCARBONO EN SEDIMENTOS	100
9.- RESULTADOS	101
9.3 GM-NORTE PLAYAS	101
9.3.1 GRANULOMETRÍA	102
9.3.2 MINERALOGÍA	104
9.3.3 PETROGRAFÍA	108
9.3.4 DIFRACCION DE RAYOS X	110
9.3.5 GEOQUIMICA	111
9.3.5.1 ELEMENTOS MAYORES	111
9.3.5.2 ELEMENTOS TRAZA	114
9.3.5.3 Elementos de tierras raras	117
9.3.6 DATACIÓN POR U-Pb DE CIRCONES DETRÍTICOS	120
9.3.6.1 MICROTATURAS DE CUARZOS Y CIRCONES	130
9.3.7 DISCUSIÓN	140
9.3.7.1 GRANULOMETRÍA Y GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS	140
9.3.7.2 GEOCROLOGÍA DE SEDIMENTOS	141
9.4 GM- NORTE NÚCLEOS	142

9.4.1 GRANULOMETRÍA.....	143
9.4.2 MINERALOGÍA.....	145
9.4.3 PETROGRAFÍA.....	150
9.4.4 DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	151
9.4.5 GEOQUIMICA.....	153
9.4.5.1 ELEMENTOS MAYORES.....	153
9.4.5.2 ELEMENTOS TRAZA.....	155
9.4.5.3 REGISTRO HISTÓRICO DE METALES EN SEDIMENTOS MARINOS.....	156
9.4.5.4 ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS.....	157
9.4.6 AMBIENTE TECTONICO.....	158
9.4.7 VELOCIDAD DE SEDIMENTACION.....	160
9.4.8 DISCUSIÓN.....	161
9.4.8.1 GRANULOMETRÍA Y GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS.....	161
9.4.8.2 RADIOCARBONO EN SEDIMENTOS.....	163
10.-CONCLUSIONES.....	164
11.- ARTÍCULOS PUBLICADOS.....	167
12.- REFERENCIAS.....	168

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Mapa del Golfo de México con los sitios de muestreo. Las playas: del Bosque (PB), Paseo del Mar (PM), Tesoro (PT) y Barra del Tordo (PBT). Los núcleos N33, N34, N57, N59, N60, N61 y N63 (Fuente: riversnetwork.org).-----	21
Figura 2.- Mapa geológico con los sitios de muestreo. Las playas: del Bosque (PB), Paseo del Mar (PM), Tesoro (PT) y Barra del Tordo (PBT). Los núcleos N33, N34, N57, N59, N60, N61 y N63. ----	23
Figura 3.- Delimitación de la cuenca Grijalva-Usumacinta (A) y cuenca Pánuco (B), (fuente: riversnetwork.org).-----	25
Figura 4.- Corrientes litorales en el Golfo de México-----	28
Figura 5.- Ubicación de muestras en playa Paseo del Mar (izquierda) en Ciudad del Carmen, Campeche y muestras en playa Bosque (Derecha) en Tabasco.-----	35
Figura 6.- Difractograma de sedimento en playa del Bosque (PB3). -----	38
Figura 7.- Señal de ilmenita en sedimentos de playa del Bosque (PB7)-----	38
Figura 8.- Espectro en sedimentos de playa del Bosque (PB15). -----	39
Figura 9.- Espectro de circón en sedimentos de playa del Bosque (PB19). -----	39
Figura 10.- Imagen de granos de calcita y un organismo foraminífero en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM3). -----	40
Figura 11.- Señal de ilmenita en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM19). -----	40
Figura 12.- Fotomicrografías en sedimentos de playa del Bosque. -----	41
Figura 13.- Fotomicrografías en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM). -----	42
Figura 14.- Difractograma en sedimentos de playa del Bosque (PB7 y PB13).-----	43
Figura 15.- Difractograma en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM13 y PM19). -----	44
Figura 16.- Diagrama SiO_2/Al_2O_3 versus K_2O/Na_2O para sedimentos de las playas del Bosque y Paseo del Mar.-----	47
Figura 17.- Elementos mayores de las playas del Bosque y Paseo del Mar, normalizado con UCC (Taylor y McLennan 1985).-----	47
Figura 18.- Diagrama de SiO_2 versus Zr/Sc para sedimentos de playa del Bosque (PB) y Paseo del Mar (PM).-----	50
Figura 19.- Patrones de elementos traza de sedimentos de playa Paseo del Mar (Izquierda) y playa del Bosque (PB) normalizados con UCC (Taylor y McLennan 1985). -----	51
Figura 20.- Diagrama ternario de sedimentos de la playa del Bosque (PB) y Paseo del Mar (PM). --	51
Figura 21.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa del Bosque y Paseo del Mar normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).-----	54
Figura 22.- Diagrama Hf versus La/Th para sedimentos de playa del Bosque (PB) y Paseo del Mar (PM).-----	54
Figura 23.- Morfología de circones en sedimentos de playa del Bosque (PB). -----	55
Figura 24.- Concordia de circones en sedimentos de playa del Bosque (PB19 y PB7). -----	56
Figura 25.- Histograma de circones en sedimentos de playa del Bosque (PB19 y PB7).-----	56
Figura 26.- Terrenos de México (Campa y Coney 1983).-----	58
Figura 27.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa del Bosque (PB7) normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).-----	59

Figura 28.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa del Bosque (PB19) normalizados con Condríta (Taylor y McLennan 1985).-----	60
Figura 29.- Morfología de los circones en sedimentos de playa Paseo del Mar. -----	61
Figura 30.- Concordia en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM13 y PM19).-----	61
Figura 31.- Histograma de circones en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM13 y PM19).-----	62
Figura 32.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM13) normalizados con Condríta (Taylor y McLennan 1985).-----	63
Figura 33.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM19) normalizados con Condríta (Taylor y McLennan 1985).-----	64
Figura 34.- Microtexturas en granos de cuarzo en playa Paseo del Mar, Campeche: (a) Cuarzo angular con hoyos de disolución, sobrecrecimiento de cristales y depresiones. (b) Grano de cuarzo con surcos serpenteantes, partículas adheridas y hoyos de disolución. (c) Grano de cuarzo con surcos serpenteantes en las orillas, líneas paralelas y partículas adheridas. (d) Cuarzo angular con abrasión y surcos serpenteantes. (e) Grano de cuarzo en las orillas se observa abrasión y surcos serpenteantes. (f) Cuarzo angular con hoyos de disolución de tamaños medios a largos y sobrecrecimiento de cristales. (g) Cuarzo sub redondeado con surcos serpenteantes. (h) Grano de cuarzo con abrasión. (i) Grano de cuarzo con ranuras curvas y abrasión.-----	67
Figura 35.- Microtexturas en granos de cuarzo de playa del Bosque, Tabasco: (a) Cuarzo angular mostrando surcos serpenteantes.. (b) Cuarzo sub redondeado con partículas adheridas y ranuras curvas. (c) Cuarzo sub angular en los bordes hay fracturas concoidales, partículas adheridas y surcos serpenteantes. (d) Cuarzo con abrasión. (e) Grano de cuarzo con relieve medio y pequeños hoyos de disolución. (f) Cuarzo sub angular con surcos serpenteantes. (g) Cuarzo angular con relieve medio y hoyos de disolución. (h) Cuarzo sub redondeado con fracturas concoidales y depresiones. (i) Cuarzo angular con estrías paralelas, crestas serpenteantes y hoyos de disolución. (j) Cuarzo con crestas serpenteantes.-----	68
Figura 36.- Microtexturas en granos de circones de playa Paseo del Mar, Campeche: (a) Circón sub redondeado que muestra redondeo en bordes, superficies lisas, abrasión, estrías paralelas y fracturas concoidales. (b) Grano de circón con fracturas concoidales en los bordes y grietas. (c) Grano de circón en forma elongada y con fracturas concoidales. (d) Circón sub redondeado con cavidades (e) Circón con chattermarks, partículas adheridas, estrías paralelas y crestas serpenteantes. (f) Circón sub angular con partículas adheridas, fracturas concoidales y crestas serpenteantes. (g) Circón sub angular con ranuras curvas. (h) Circón con cavidades y partículas adheridas. (i) Circón con sobrecrecimiento de cristales y depresiones. -----	70
Figura 37.- Microtexturas en granos de circones para playa del Bosque, Tabasco: (a) Circón con depresiones y en el borde se observa fracturas concoidales y estrías paralelas. (b) Circón presenta chattermarks y sobrecrecimiento de cristales. (c) Circón con estrías paralelas y crestas serpenteantes. (d) Circón angular con depresiones y ranuras curvas. (e)Circón con chattermarks. (f) Circón prismático con estrías paralelas, depresiones y abrasión. (g) Circón con bordes que presentan estrías paralelas y crestas serpenteantes. (h) Circón prismático con hoyos de disolución de tamaño medio. (i) Circón con partículas adheridas y marcas V. (j) Circón con marcas V's. (k) Circón elongado con abrasión. (l) Circón con grietas. (m) Circón angular con grietas, fracturas concoidales, crestas serpenteantes y ranuras curvas. (n) Circón con crestas serpenteantes y	

depresiones. (o) Circón con sobrecrecimiento de cristales en el borde. (p) Circón con chattermarks.	
-----	72
Figura 38.- Mapa con los principales ríos y terrenos estratigráficos cercanos al área de estudio (izquierda). Dataciones en circones reportadas en la zona GM-Sur (derecha).	76
Figura 39.- Espectro en sedimentos del núcleo 33 (5-6cm).	78
Figura 40.- Espectros en sedimentos del núcleo 33 (119-120cm).	79
Figura 41.- Espectro en sedimentos del núcleo 33 (208-209cm).	80
Figura 42.- Espectro en sedimentos en el núcleo 33 (359-360cm).	80
Figura 43.- Perfiles de elementos mayores en sedimentos para núcleo 33	83
Figura 44.- Perfiles de elementos mayores en sedimentos para núcleo 34	84
Figura 45.- Sedimentos de los núcleos 33 y 34 normalizados con UCC (Taylor y McLennan 1985).	85
Figura 46.- Clasificación de los sedimentos de los núcleos 33 y 34 (Herron 1988)	85
Figura 47.- Diagrama SiO ₂ /Al ₂ O ₃ versus K ₂ O/Na ₂ O para sedimentos en los núcleos 33 y 34	86
Figura 48.- Elementos traza en sedimentos de núcleos normalizado con UCC (Taylor y McLennan 1985).	89
Figura 49.- Diagrama de discriminación para ambiente tectónico de los núcleos 33 y 34	89
Figura 50.- Diagrama multidimensional basado en funciones discriminantes para los sedimentos de núcleos 33 y 34 (Verma y Armstrong-Altrin, 2013) Los diagramas discriminantes DF1 y DF2 representan alto contenido de silica basados en logaritmos de elementos mayores. Las funciones discriminantes presentan las siguientes ecuaciones DF1 _{(Arc-Rift-Col)m1} = (-0.263 × ln(TiO ₂ /SiO ₂) _{adj}) + (0.604 × ln(Al ₂ O ₃ /SiO ₂) _{adj}) + (-1.725 × ln(Fe ₂ O ₃ /SiO ₂) _{adj}) + (0.660 × ln(MnO/SiO ₂) _{adj}) + (2.191 × ln(MgO/SiO ₂) _{adj}) + (0.144 × ln(CaO/SiO ₂) _{adj}) + (-1.304 × ln(Na ₂ O/SiO ₂) _{adj}) + (0.054 × ln(K ₂ O/SiO ₂) _{adj}) + (-0.330 × ln(P ₂ O ₅ /SiO ₂) _{adj}) + 1.588 DF2 _{(Arc-RiftCol)m1} = (-1.196 × ln(TiO ₂ /SiO ₂) _{adj}) + (1.604 × ln(Al ₂ O ₃ /SiO ₂) _{adj}) + (0.303 × ln(Fe ₂ O ₃ /SiO ₂) _{adj}) + (0.436 × ln(MnO/SiO ₂) _{adj}) + (0.838 × ln(MgO/SiO ₂) _{adj}) + (-0.407 × ln(CaO/SiO ₂) _{adj}) + (1.021 × ln(Na ₂ O/SiO ₂) _{adj}) + (-1.706 × ln(K ₂ O/SiO ₂) _{adj}) + (-0.126 × ln(P ₂ O ₅ /SiO ₂) _{adj}) - 1.068.	90
Figura 51.- Diagrama ternario Ni-Th*10-V para los núcleos 33 y 34.	94
Figura 52.- Patrón de tierras raras en sedimentos normalizado con Condrita para los núcleos 33 y 34 (Taylor y McLennan 1985).	94
Figura 53.- Distribución de diversas especies de foraminíferos planctónicos a lo largo de los núcleos 33 y 34	96
Figura 54.- Especies foraminíferas encontradas en N33 y N34. A) Las especies utilizadas para la reconstrucción de la bioestratigrafía y correlación 1. Globigerinoides ruber (a) y (b) ×180 aumento (N33, 150–151 cm); 2. Globorotalia crassaformis (a) ×130 y (b) ×120 aumento (N33, 30–31 cm); 3. Globorotalia inflata (a) ×160 y (b) ×180 aumento (N34, 345–346 cm); 4. Globorotalia menardii (a) ×75 y (b) ×90 aumento (N33, 30–31 cm); 5. Neogloboquadrina dutertrei (a) ×170 y (b) ×150 aumento (N34, 495–496 cm). B) Las características de especies bentónicas representadas. Bolivina albatrossi (a) ×170 y (b) ×250 aumento (N33, 60–61 cm); 2. Bolivina lowmani (a) ×350 y (b) ×400 aumento (N33, 60–61 cm); 3. Bulimina aculeata (a) ×220 y (b) ×300 aumento (N33, 60–61 cm); 4. Bulimina alazanensis (a) ×300 y (b) ×270 aumento (N33, 150–151 cm); 5. Bulimina striata (a) ×300 y (b) ×370 aumento (N33, 150–151 cm); 6. Cassidulina obtusa (a) y (b) ×500 aumento (N34, 495–496 cm); 7. Epistominella exigua (a) y (b) ×330 aumento (N34, 355–356 cm); 8. Epistominella vítrea (a) y (b) ×500 aumento (N34, 495–496 cm) 9. Eponides turgidus (a) ×450 y (b) ×500 aumento (N34, 495–496 cm);	

10. Gavelinopsis translucens (a) ×230 y (b) × 270 aumento (N34, 435–436 cm); 11. Osangularia culter (a) y (b) ×330 (N33, 150–151 cm). -----	97
Figura 55.- Ubicación de muestras en playa Tesoro (Izquierda) y muestras en playa Barra del Tordo (Derecha) en Tampico, Tamaulipas. -----	101
Figura 56.- Izquierda, panorama general del sedimento, a la derecha un foraminífero que corresponde a sedimentos de Playa Tesoro (T1). -----	104
Figura 57.- Muestra de sedimentos de Playa Tesoro (PT1), izquierda: foraminífero, derecha: feldespatos potásicos. -----	104
Figura 58.- Muestras de granos de sedimentos de Playa Tesoro (PT1), presencia de circones (izquierda) y titanita (derecha). -----	104
Figura 59.- Muestra de granos de sedimento para Playa Tesoro (PT15), imagen y espectro de presencia de yeso. -----	105
Figura 60.- Muestras de granos de Playa Tesoro (PT20), señal de circón e imagen. -----	105
Figura 61.- Muestra de sedimentos de Playa Barra del Tordo (PBT1), concentración general. -----	106
Figura 62.- Muestras de granos de Playa Barra del Tordo (PBT1), señales de magnetita e ilmenita. -----	106
Figura 63.- Muestra de granos para Playa Barra del Tordo (PBT6), imagen y señal de ilmenita. ---	106
Figura 64.- Muestra de sedimentos para Playa Barra del Tordo (PBT13), señal de circón. -----	107
Figura 65.- Fotomicrografías de sedimentos para playa Tesoro (PT1, PT11 y PT19) -----	108
Figura 66.- Fotomicrografías de los sedimentos de playa Barra del Tordo (PBT1, PBT7 y PBT13).109	
Figura 67.- Difractogramas de sedimentos para playa Tesoro (PT1 y PT19). -----	110
Figura 68.- Difractogramas de sedimentos para playa Barra del Tordo (PBT1 y PBT13). -----	110
Figura 69.- Elementos mayores normalizados con UCC para playa Tesoro y Barra del Tordo (Taylor y McLennan 1985). -----	113
Figura 70.- Diagrama discriminante para Tesoro y Barra del Tordo (Roser y Korsch 1988). Las funciones discriminantes son: función discriminante 1 = (-1.773 TiO ₂) + (0.607 Al ₂ O ₃) + (0.760 Fe ₂ O ₃) + (-1.5 MgO) + (0.616 CaO) + (0.509 Na ₂ O) + (-1.224 K ₂ O) + (-9.09); función discriminante 2 = (0.445 TiO ₂) + (0.07 Al ₂ O ₃) + (-0.25 Fe ₂ O ₃) + (-1.142 MgO) + (0.438 CaO) + (1.475 Na ₂ O) + (1.426 K ₂ O) + (-6.861).-----	113
Figura 71.- Elementos traza en sedimentos para playa Tesoro y Barra del Tordo, normalizados con valores de UCC (Taylor y McLennan 1985).-----	116
Figura 72.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa Tesoro y Barra del Tordo normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985). -----	119
Figura 73- Diagrama de discriminación de ambiente tectónico (Verma y Armstrong-Altrin, 2013). The subscript m1 en DF1 representa DF1(Arc-Rift-Col) _{m1} = (0.608×ln(TiO ₂ /SiO ₂) _{adj}) + (-1.854 × ln(Al ₂ O ₃ /SiO ₂) _{adj}) + (0.299 × ln(Fe ₂ O ₃ /SiO ₂) _{adj}) + (-0.550 × ln(MnO/SiO ₂) _{adj}) + (0.120 × ln(MgO/SiO ₂) _{adj}) + (0.194 × ln(CaO/SiO ₂) _{adj}) + (-1.510 × ln(Na ₂ O/SiO ₂) _{adj}) + (1.941 × ln(K ₂ O/SiO ₂) _{adj}) + (0.003 × ln(P ₂ O ₅ /SiO ₂) _{adj})-0.294. DF2(Arc-Rift-Col) _{m1} = (-0.554×ln(TiO ₂ /SiO ₂) _{adj}) + (-0.995 × ln(Al ₂ O ₃ /SiO ₂) _{adj}) + (1.765 × ln(Fe ₂ O ₃ /SiO ₂) _{adj}) + (-1.391 × ln(MnO/SiO ₂) _{adj}) + (-1.034 × ln(MgO/SiO ₂) _{adj}) + (0.225 × ln(CaO/SiO ₂) _{adj}) + (0.713 × ln(Na ₂ O/SiO ₂) _{adj}) + (0.330 × ln(K ₂ O/SiO ₂) _{adj}) + (0.637 × ln(P ₂ O ₅ /SiO ₂) _{adj})-3.631. -----	119
Figura 74.- Morfología de circones en playa Tesoro (PT1 y PT19).-----	120
Figura 75.- Concordia de circones de playa Tesoro (PT1 y PT19). -----	120

Figura 76.- Histogramas para circones de playa Tesoro (PT1 y PT19) -----	121
Figura 77.- Patrones de tierras raras normalizado con Condrita para circones de playa Tesoro (PT1) (Taylor y McLennan 1985). -----	122
Figura 78.- Patrones de tierras raras normalizado con Condrita para circones de playa Tesoro (PT19) (Taylor y McLennan 1985). -----	123
Figura 79.- Morfología de circones en playa Barra del Tordo (PBT). -----	124
Figura 80.- Concordia de circones en playa Barra del Tordo (PBT1 y PBT13). -----	124
Figura 81.- Histogramas de circones de playa Barra del Tordo (PBT1 y PBT13). -----	125
Figura 82.- Patrones de tierras raras normalizados con Condrita de circones en playa Barra del Tordo (PBT1) (Taylor y McLennan 1985). -----	126
Figura 83.- Patrones de tierras raras normalizados con Condrita en circones de playa Barra del Tordo (PBT13) (Taylor y McLennan 1985). -----	127
Figura 84.- Mapa con los principales ríos y terrenos estratigráficos cercanos al área de estudio (izquierda). Dataciones en circones reportadas en la zona GM-Norte (derecha). -----	129
Figura 85.- Microtexturas en granos de cuarzo de playa Tesoro (PT1 y PT19). (a) Cuarzo sub angular muestra crestas serpenteantes y partículas adheridas. (b) Cuarzo con bordes bulbosos, partículas adheridas, hoyos de disolución, ranuras curvas y sobrecrecimiento de cristales. (c) Cuarzo con hoyos de disolución y crestas serpenteantes. (d) Cuarzo con crestas serpenteantes, ranuras curvas, abrasión y bordes bulbosos. (e) Cuarzo con globulos de silice, abrasión y crestas serpenteantes. (f) Cuarzo sub redondeado con sobrecrecimiento de cristales, grietas, abrasión y bordes bulbosos. -----	132
Figura 86.- Microtexturas en granos de circones para playa Barra del Tordo (PBT1 y PBT13). (a) Cuarzo sub redondeado con ranuras curvas, partículas adheridas, marcas V y depresiones elongadas. (b) Cuarzo con abrasión fatiga. (c) Cuarzo con marcas V en los bordes. (d) Cuarzo sub angular con ranuras curvas, partículas adheridas y hoyos de disolución. (e) Cuarzo redondeado con hoyos de disolución y partículas adheridas. (f) Cuarzo con ranuras curvas y estrías paralelas. (g) Cuarzo sub redondeado con grietas y partículas adheridas. (h) Cuarzo con grietas y partículas adheridas. (i) Cuarzo con estrías paralelas. (j) Cuarzo sub redondeado con bordes bulbosos, partículas adheridas y grietas. (k) Cuarzo con marcas de percusión, bordes bulbosos y partículas adheridas. (l) Cuarzo con cicatrices de impacto, marcas de percusión y marcas V's. (m) Cuarzo con hoyos de disolución, bordes bulbosos y sobrecrecimiento de cristales. (n) Cuarzo con globulos de silice y marcas V's. (o) Cuarzo con marcas de percusión. (p) Cuarzo con hoyos de disolución y sobrecrecimiento de cristales. -----	133
Figura 87.- Microtexturas en granos de circones para playa Tesoro (PT1 y PT19). (a) Circón redondeado con ranuras curvas, partículas adheridas y bordes bulbosos. (b) Circón con partículas adheridas, bordes bulbosos, ranuras curvas y abrasión. (c) Circón con marcas V's, partículas adheridas, bordes bulbosos, abrasión y ranuras curvas. (d) Circón angular con superficies frescas y partículas adheridas. (e) Circón sub redondeado con estrías paralelas y ranuras curvas. (f) Circón con marcas V's. (g) Circón sub redondeado con bordes bulbosos, crestas serpenteantes, estrías paralelas y sobrecrecimiento de cristales. (h) Circón con grietas, hoyos de disolución, estrías paralelas y crestas serpenteantes. (i) Circón con bordes suaves y abrasión. (j) Circón angular con abrasión y partículas adheridas. -----	136

Figura 88.- Microtexturas en granos de circones para Barra del Tordo (PBT1 y PBT13). (a) Circón sub redondeado con marcas de percusión, crestas serpenteantes y ranuras curvas. (b) Circón con marcas de percusión, ranuras curvas y abrasión. (c) Circón con bordes suaves y partículas adheridas. (d) Circón elongado con abrasión, estrías paralelas, crestas serpenteantes y partículas adheridas. (e) Circón con hoyos de disolución y fracturas concoidales. (f) Circón con marcas V's. (g) Circón sub redondeado con crestas serpenteante, partículas adheridas y sobrecrecimiento de cristales. (h) Circón con abrasión, crestas serpenteantes y estrías paralelas. (i) Circón con estrías paralelas y fracturas concoidales. (j) Circón sub angular con impactos, estrías paralelas, hoyos de disolución y fracturas concoidales. (k) Circón con estrías paralelas, marcas de percusión y crestas serpenteantes. (l) Circón con marcas de percusión y crestas serpenteantes. (m) Circón angular con estrías paralelas, crestas serpenteantes, marcas de percusión y fracturas concoidales. (n) Circón con partículas adheridas, estrías paralelas, fracturas concoidales e impactos. (o) Circón sub angular con sobrecrecimiento de cristales y fracturas concoidales. (p) Circón con ranuras curvas, crestas serpenteantes, estrías paralelas, fractura de mordida y marcas de percusión. (q) Circón con cicatrices de impacto. (r) Circón angular con estrías paralelas, ranuras curvas y crestas serpenteantes. (s) Circón con sobrecrecimiento de cristales y cicatrices de impactos. (t) Circón elongado con estrías paralelas, ranuras curvas y fracturas concoidales. (u) Circón con estrías paralelas y abrasión. ----- 138

Figura 89.- Núcleos cortados para análisis ----- 142

Figura 90.- Distribución de limos y arcillas en los núcleos GM-Norte----- 144

Figura 91.- Parámetros granulométricos en núcleos de GM-Norte.----- 145

Figura 92.- Espectros de sedimentos en el núcleo 57 (0-1cm).----- 146

Figura 93.- Espectros de sedimentos en el núcleo 57 (10-11cm).----- 146

Figura 94.- Espectros de sedimentos en el núcleo 59 (0-1cm).----- 147

Figura 95.- Espectros de sedimentos en el núcleo 59 (10-11cm).----- 147

Figura 96.- Espectros de sedimentos en el núcleo 60 (0-1cm).----- 148

Figura 97.- Espectros de sedimentos en el núcleo 60 (12-13cm).----- 148

Figura 98.- Espectros de sedimentos en el núcleo 61 (0-1cm).----- 148

Figura 99.- Espectro de sedimentos del núcleo 61 (15-16cm).----- 149

Figura 100.- Espectros de sedimentos en el núcleo 63 (0-3cm).----- 149

Figura 101.- Espectro de sedimentos en el núcleo 63 (12-13cm).----- 149

Figura 102.- Fotomicrografías de algunos organismos encontrados en los núcleos de GM-Norte-- 150

Figura 103.- Difractograma N57 (0-1cm y 10-11cm) ----- 151

Figura 104.- Difractograma de N60 (0-1cm y 12-13cm)----- 151

Figura 105.- Difractograma N63 (0-3cm y 22-23cm) ----- 152

Figura 106.- Clasificación del sedimento (Herron 1988) (A) y elementos mayores normalizados con UCC (B) de los núcleos GM-Norte (Taylor y McLennan 1985). ----- 154

Figura 107.- Patrón de elementos traza de los núcleos GM-Norte normalizados con UCC (Taylor y McLennan 1985).----- 156

Figura 108.- Patrones de tierras raras de los sedimentos en núcleos de GM-Norte normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).----- 157

Figura 109.- Diagrama discriminante para inferir procedencia de los núcleos GM-Norte (Roser y Korsch 1988). Las funciones discriminantes son: función discriminante 1 = $(-1.773 \text{ TiO}_2) + (0.607$

$Al_2O_3) + (0.760 Fe_2O_3) + (-1.5 MgO) + (0.616 CaO) + (0.509 Na_2O) + (-1.224 K_2O) + (-9.09);$
función discriminante 2 = $(0.445 TiO_2) + (0.07 Al_2O_3) + (-0.25 Fe_2O_3) + (-1.142 MgO) + (0.438$
 $CaO) + (1.475 Na_2O) + (1.426 K_2O) + (-6.861).$ ----- 158

Figura 110.- Diagrama multidimensional basado en funciones discriminantes (Verma y Armstrong-Altrin, 2013) Los diagramas discriminantes DF1 y DF2 representan alto contenido de silica basados en logaritmos de elementos mayores. Las funciones discriminantes presentan las siguientes

ecuaciones $DF1_{(Arc-Rift-Col)m1} = (-0.263 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (0.604 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.725 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.660 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (2.191 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.144 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.304 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.054 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.330 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 1.588$
 $DF2_{(Arc-RiftCol)m1} = (-1.196 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.604 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.303 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.436 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.838 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-0.407 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1.021 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1.706 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.126 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 1.068.$ ----- 159

Figura 111.- Diagrama de ambiente tectónico Verma y Armstrong-Altrin, (2016) para los núcleos de GM-Norte, la función discriminante (DF(A-P)M) ha sido calculada de la siguiente ecuación $DF_{(AP)M} = (3.0005 \times ilr1_{TiM}) + (-2.8243 \times ilr2_{AlM}) + (-1.0596 \times ilr3_{FeM}) + (-0.7056 \times ilr4_{MnM}) + (-0.3044 \times ilr5_{MgM}) + (0.6277 \times ilr6_{CaM}) + (-1.1838 \times ilr7_{NaM}) + (1.5915 \times ilr8_{KM}) + (0.1526 \times ilr9_{PM}) - 5.9948$ ----- 159

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.- Número de análisis por cada área de estudio _____	30
Tabla 2.- Parámetros granulométricos playa del Bosque _____	36
Tabla 3.- Parámetros granulométricos playa Paseo del Mar _____	37
Tabla 4.- Concentración de elementos mayores en sedimentos de playa del Bosque _____	45
Tabla 5.- Concentración de elementos mayores de la playa Paseo del Mar _____	46
Tabla 6.- Concentración de elementos traza en sedimentos de playa del Bosque _____	48
Tabla 7.- Concentración de elementos traza en sedimentos de playa Paseo del Mar. _____	49
Tabla 8.- Concentración de tierras raras en sedimentos para playa del Bosque. _____	52
Tabla 9.- Concentración de tierras raras en sedimentos de playa Paseo del Mar. _____	53
Tabla 10.- Clasificación de microtexturas encontradas en playas GM-Sur _____	73
Tabla 11.- Concentración de elementos mayores en sedimentos para el núcleo 33 _____	81
Tabla 12.- Concentración de elementos mayores en sedimentos para el núcleo 34 _____	82
Tabla 13.- Concentración de elementos traza en sedimentos para el núcleo 33 _____	87
Tabla 14.- Concentración de elementos traza en sedimentos para el núcleo 34. _____	88
Tabla 15.- Concentración de tierras raras en sedimentos para el núcleo 33 _____	91
Tabla 16.- Concentración de elementos de tierras raras en sedimentos para el núcleo 34 _____	92
Tabla 17.- Edad ¹⁴ C en foraminíferos en el núcleo 33. _____	95
Tabla 18.- Parámetros granulométricos en sedimentos de playa Tesoro _____	102
Tabla 19.- Parámetros granulométricos en sedimentos de playa Barra del Tordo _____	103
Tabla 20.- Concentración de elementos mayores en sedimentos para playa Tesoro (PT). _____	111
Tabla 21.- Concentración de elementos mayores en sedimentos para playa Barra del Tordo (PBT). _____	112
Tabla 22.- Concentración de elementos traza en sedimentos de playa Tesoro (PT). _____	114
Tabla 23.- Concentración de elementos traza en sedimentos para playa Barra del Tordo (PBT). _____	115
Tabla 24.- Concentración de tierras raras en sedimentos para playa Tesoro (PT). _____	117
Tabla 25.- Concentración de tierras raras en sedimentos para playa Barra del Tordo (PBT). _____	118
Tabla 26.- Clasificación de microtexturas en playas GM-Norte. _____	139
Tabla 27.- Parámetros granulométricos en sedimentos de núcleos GM-Norte _____	143
Tabla 28.- Concentración de elementos mayores en sedimentos de núcleos GM-Norte _____	153
Tabla 29.- Concentración de elementos traza para sedimentos de los núcleos GM-Norte. _____	155
Tabla 30.- Concentración de tierras raras de los sedimentos de núcleos de GM-Norte. _____	157
Tabla 31.- Edad ¹⁴ C en materia orgánica del núcleo 57 y comparación con otros estudios. _____	160

ABREVIATURAS

UCC- Corteza continental superior (por sus siglas en inglés)	Ep- Epidota
CIA- Índice de alteración químico	Qm- Cuarzo metamórfico
PIA- Índice de intemperismo de plagioclasas	Fsp- Feldespato
CIW- Índice de intemperismo químico	Mag- Magnetita
ICV- Índice de variabilidad composicional	Opx- Orto-piroxeno
FRX- Fluorescencia de rayos X	Bg- Biogeno
ICP-MS- Espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo.	Mf- Microfósil
U-Pb- Decaimiento radioactivo de uranio a plomo	Hbl- Hornblenda
GM- Golfo de México	Px- Piroxeno
PB- Playa del Bosque	V-sh- Marca en forma de V
PM- Playa Paseo del Mar	Ch- Chattermarks
PT- Playa Tesoro	Ck- cavidad
PBT- Playa Barra del Tordo	Cf- Fracturas concoidales
SEM- Microscopio electrónico de barrido	Ap- Partículas adheridas
REE- Elementos de tierras raras	D- Depresiones
CL- Catodoluminiscencia	Dp ó sp- Hoyos de disolución
Bt- Biotita	Mr- Crestas serpenteantes
Pl- Plagioclasa	Af- Abrasión
Ls- Lítico sedimentario	Og- Sobrecrecimiento de cristales
Qz- Cuarzo	Cg- Ranuras curvas
Ilm- Ilmenita	Ps ó ls- Estrías paralelas
cl- Clorita	Ble- Bordes bulbosos
Zrn- Circón	Pm- Marcas de percusión
	Sg- Globulos de sílice

RESUMEN

Se estudiaron sedimentos costeros recolectados en los estados de Tamaulipas, Tabasco y Campeche y sedimentos marinos del Golfo de México. Los sedimentos de las playas presentaron diferencias entre sí, los granos variaron de tamaño fino a medio y la clasificación de buena a mala. La mineralogía y petrografía mostraron presencia de cuarzo, moscovita, cordierita, ferrosilita, albita, anortita, calcita, aragonita y material biogénico que se asocia de manera distinta en cada playa. La caracterización geoquímica señaló sedimentos con procedencia de rocas intermedias, félsicas y en algunos casos máficas, los índices de intemperismo indicaron un intemperismo de moderado a alto. Respecto a la geocronología de circones, se logró establecer la roca fuente para cada playa, playa del Bosque tiene sedimentos del terreno Chuacús y el Complejo Macizo de Chiapas como principales fuentes de sedimento; para Paseo del Mar el terreno Cuicateco, la Plataforma Carbonatada de Yucatán y el campo volcánico Tuxtla; para Barra del Tordo y Tesoro los sedimentos son suministrados por la Provincia Alcalina Oriental, la Mesa Central, la Sierra Madre Oriental y Formaciones ubicadas en San Luis Potosí, Durango y Zacatecas. Además, la relación Th/U (>0.3) en circones señaló un origen ígneo. Finalmente, el estudio de microtexturas en granos de cuarzos y circones presentó como principales medios de transporte el fluvial y eólico.

Los sedimentos marinos en la parte sur del Golfo de México (33 y 34) presentaron el límite Holoceno-Pleistoceno en los 2 m de profundidad, para los núcleos en la zona norte (57, 59, 60, 61 y 63) únicamente alcanzaron la edad de 1683 \pm 52 años. Se encontraron especies foraminíferas planctónicas en su mayoría y el tipo de sedimento se compone únicamente de limos y arcillas. Las variaciones geoquímicas a lo largo de los núcleos no indicaron cambios significativos, los elementos traza y tierras raras determinaron procedencia de rocas de tipo intermedio como andesita que se localiza a lo largo de la costa del Golfo de México. A través de elementos traza se determinó una condición óxica en el depósito de sedimentos, donde la tasa de sedimentación es mayor en la zona sur respecto a la norte. El índice de intemperismo de los sedimentos fue moderado. Por último, a medida que se alejan los núcleos de la plataforma continental, estos presentaron aumentos en la concentración de calcio.

1.- INTRODUCCION

Los sedimentos costeros y de mar profundo presentan características específicas que nos permiten conocer la roca fuente de la que provienen. La composición textural, geoquímica y mineralógica nos ayuda a entender el transporte, intemperización, depósito e influencia de actividades humanas que ha sufrido el sedimento, así como su ambiente tectónico (Cullers, 2000; Armstrong-Altrin y Verma, 2005; Hou *et al.*, 2017). Los ríos juegan un papel importante debido a que transportan partículas suspendidas que son drenadas desde la cuenca del río hacia aguas profundas. Milliman y Farnsworth (2011) documentaron que los ríos representan una descarga anual de 36000 km³ y más de 20 billones de toneladas de sedimento sólido y disuelto, este sedimento se deposita ya sea en las costas o en el mar profundo. La composición de los sedimentos es esencial para discriminar cuál es la roca fuente de la cuenca sedimentaria (Roser y Korsch, 1986; McLennan *et al.*, 1993; Paikaray *et al.*, 2008; Basu *et al.*, 2016; Verma y Armstrong-Altrin, 2013, 2016; Ramos-Vázquez *et al.*, 2018; Lin *et al.*, 2019).

Desde el punto de vista geoquímico, en los sedimentos detríticos se han empleado estudios para inferir intemperismo, procedencia y ambiente tectónico del área fuente (Banerjee *et al.*, 2016; Saha *et al.*, 2010; Hu *et al.*, 2017; Nagarajan *et al.*, 2017; Ota *et al.*, 2017; Chaudhuri *et al.*, 2018; Garzanti *et al.*, 2018; Zaid *et al.*, 2018; Toyin y Adekeye, 2019; Vdačný *et al.*, 2019). La relación entre determinados elementos traza, patrones de tierras raras y la anomalía de europio han sido ampliamente utilizados para diferenciar el tipo de roca fuente (Madhavaraju *et al.*, 2017, 2018; Anaya-Gregorio *et al.*, 2018; Xie *et al.*, 2018). De manera particular en sedimentos costeros, la geocronología por el método de U-Pb en circones detríticos es empleada para determinar los posibles terrenos que suministran de sedimentos al área de estudio, así como la reconstrucción de la historia tectónica de la cuenca sedimentaria (Belousova *et al.*, 2002; Capaldi *et al.*, 2017). Además, existen muchos factores que influyen en el origen de circones detríticos uno de ellos es la química de elementos traza que presentan ya que se ha aceptado por numerosas investigaciones como trazador para inferir procedencia (Li *et al.*, 2019; Liu *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2018c; Jiang *et al.*, 2018). También las características que presentan los granos mediante un análisis de microtexturas pueden dar información del transporte que han sufrido los sedimentos, lo anterior se realiza con ayuda de un microscopio electrónico de barrido (SEM) (Mahaney *et al.*, 2001; Krinsley, 2011; Immonen, 2013; Vos *et al.*, 2014; Chen *et al.*, 2019; Murkute, 2019) y los minerales utilizados deben presentar características de abundancia en la roca fuente y resistencia a grandes distancias de transporte.

Los minerales cuarzo y circón presentan estas características (Itamiya 2019; Li et al., 2020; Balan et al. 2001). La clasificación general en microtexturas se diferencian por su origen debido a procesos físicos, químicos y físico/químico además de sus implicaciones ambientales (Madhavaraju et al., 2004, 2006, 2009; Hossain et al., 2014, 2020).

Por otro lado, los sedimentos de mar profundo que se caracterizan por tener un tamaño fino sufren procesos como intemperismo y diagénesis (Cullers *et al.*, 1997; Armstrong-Altrin, 2009; Lee, 2009; Lin *et al.*, 2014). Se han realizado estudios sobre la geoquímica de sedimentos detríticos de grano fino con el objetivo de conocer su procedencia, zona de depósito, ambiente tectónico, y procesos post deposicionales (Armstrong-Altrin *et al.*, 2013; An *et al.*, 2016; Ferdous y Farazi, 2016; Abedini y Calagari, 2017; Lewin *et al.*, 2017; Tanner y Lucas, 2017; Tzifas *et al.*, 2017; Mbanga-Nyobe *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2018a; b). Lo anterior debido a que los elementos trazas y tierras raras (Y, Th, Zr, Hf, Nb, y Sc) son relativamente inmóviles durante los procesos sedimentarios (Basu, 2017). Las concentraciones de metales pesados en el sedimento pueden derivar de fuentes naturales y/o antropogénicas, esta última debido a los desechos de industrias ubicadas a lo largo de las zonas costeras que son transportados y enterrados junto con los sedimentos de grano fino (Ma *et al.*, 2017; Laceby *et al.*, 2017; Ota *et al.*, 2017; Anaya-Gregorio *et al.*, 2018; Ndjigui *et al.*, 2018). Además de la reconstrucción, del ambiente deposicional, del registro de sedimentación, también se puede evaluar la tasa de influjo histórico de metales pesados y otros contaminantes (Shanmugam, 2016; Kulkarni *et al.*, 2018). El conocer la tasa de sedimentación, se ha empleado como indicador ambiental en relación a los foraminíferos bentónicos y/o planctónicos (Murray, 1991; Frontalini y Coccioni, 2011; Schwing *et al.*, 2018).

La procedencia de sedimentos costeros a lo largo del Golfo de México de manera particular se ha enfocado en datos geoquímicos, petrográficos y texturales (Carranza-Edwards *et al.*, 2001; Armstrong-Altrin, 2009; Armstrong-Altrin y Natalhy-Pineda, 2014; Rosales-Hoz *et al.*, 2015; Armstrong-Altrin *et al.*, 2012, 2014; 2017; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2019). Recientemente, Hernández Hinojosa *et al.* (2018) estudió la procedencia de los sedimentos costeros en los estados de Tabasco y Veracruz al oeste del Golfo de México. Además, se han documentado concentraciones de metales pesados y geoquímica en estuarios (Rosales-Hoz *et al.*, 2015), en la zona marina poco profunda (Celis-Hernández *et al.*, 2018), y sedimentos de plataforma continental de la parte occidental y septentrional del Golfo de México (Armstrong-Altrin *et al.*, 2015a; Ramos-Vázquez *et al.*, 2017, 2018).

Por otra parte, los estudios sobre reconstrucción de paleogeografía de México mediante geocronología de circones por el método U-Pb se orientan en varios terrenos como Oaxaca, el Complejo Macizo de Chiapas, la Provincia Alcalina Oriental y formaciones en Zacatecas (Weber *et al.*, 2009; Solari *et al.*, 2007, 2011; Talavera-Mendoza *et al.*, 2013; Escalona-Alcázar *et al.*, 2016; Grajales-Nishimura *et al.*, 2018).

En el presente estudio se analizó la mineralogía, la composición de sedimento total, así como la concentración de elementos traza y geocronología por el método U-Pb de circones detríticos y microtexturas en granos de cuarzos y circones de las playas Bosque, Paseo del Mar, Tesoro y Barra del Tordo. Referente a los núcleos ubicados en la parte sur y norte de Golfo de México se discutió la tasa de sedimentación, edades de radiocarbono, elementos mayores, traza y tierras raras con la finalidad de estudiar las variaciones de composición entre núcleos, inferir la fuente de sedimentos e interpretar el nivel de contaminación por metales pesados.

2.- MARCO CONCEPTUAL

Los sistemas costeros constituyen ambientes fuertemente influenciados por asentamientos humanos e industriales, que registra el sedimento (Valdés y Sifeddine 2009), además de la interacción entre la costa y el mar. Los sedimentos marinos son el depósito final de las sustancias producidas en las aguas superficiales e introducidas al mar por procesos naturales y antrópicos a través de ríos y escurrimientos costeros (Botello *et al.*, 2004, 2015). Los procesos que ocurren en estos dos sistemas tienen como resultado características específicas en la composición del sedimento.

Los sedimentos juegan un papel importante desde el punto de vista ambiental ya que los procesos geológicos que ocurren en la naturaleza como el depósito y erosión en la costa ayuda en el establecimiento de puertos, espigones y barreras de protección costera (Carranza-Edwards, 1997). También conocer su procedencia ayuda a diferenciar entre aportes debido a contaminación o simplemente a la litología de su roca fuente. El estudio de núcleos de sedimento proporciona información sobre el tipo de sedimento y las variaciones de sus componentes a lo largo del tiempo.

3.- ANTECEDENTES

Los estudios sobre procedencia sedimentaria desde sus inicios en el s. XIX hasta la actualidad se ha incrementado de manera considerable. El aumento de análisis cuantitativos proporciona información completa para la interpretación de los sedimentos. A nivel mundial existen diversos trabajos publicados que cuentan con la integración de dichos análisis.

Estudios previos enfocados en la composición geoquímica para inferir la procedencia de sedimentos a lo largo de la costa y del mar profundo del Golfo de México son muy pocos, porque la mayoría se orientan en la geoquímica de rocas volcánicas. Sin embargo, se mencionará el desarrollo que ha tenido esta línea de investigación en años recientes.

Carranza-Edwards *et al.* (2009) estudiaron la composición de 11 playas en Colima ubicadas en las cuencas de los Ríos Cihuatlán, Armería y Coahuayana observando que cada playa reflejaba la procedencia de la cuenca adyacente, algunos parámetros que les permitieron determinar lo anterior fueron: intemperismo químico y mecánico y las condiciones fluviales.

Kasper-Zubillaga *et al.* (1999) estudiaron la geoquímica de arenas de playa del área de Tampico, encontrando que las playas concentran mayor cantidad de minerales pesados debido a la alta energía de transporte en comparación a las dunas; también que los ambientes de playa y fluviales son representativos para conocer su ambiente tectónico y su relación con la cuenca sedimentaria.

Armstrong-Altrin (2009) analizó arenas en las playas Cazonas, Acapulco y Bahía Kino, encontró mayor concentración de cuarzo (48-83%) para Bahía Kino a diferencia de Acapulco (20-48%) y Cazonas (22-48%), la concentración de tierras raras mostró diferencias en el fraccionamiento de minerales por lo cual se concluyó que las arenas de playa Cazonas se derivan de riolitas (75%) y andesitas (25%), mientras que Acapulco deriva de granodioritas (40%), dacitas (40%) y andesitas (20%) finalmente las arenas de Bahía Kino reciben una mayor contribución de granito (100%).

Armstrong-Altrin y Machain-Castillo (2016) Determinaron la tasa de sedimentación, procedencia, contaminación por metales pesados y ambiente de depósito en dos núcleos de sedimentos de mar profundo para conocer las variaciones a lo largo del tiempo. Concluyeron que los sedimentos abarcan la época Pleistoceno-Holoceno y la uniformidad en la composición de los sedimentos sugiere una misma procedencia a lo largo de los últimos 45000 años.

Armstrong-Altrin *et al.* (2015b) observaron las diferencias de la composición del sedimento costero (Veracruz y Chachalacas) en dos diferentes ambientes tectónicos. En zona de rift (Veracruz) hay mayor contenido de dacita y andesita con grado de madurez composicional alto donde su principal fuente son rocas félsicas, sin embargo, para el ambiente de colisión (Chachalacas) existe abundancia de minerales pesados como magnetita, ilmenita y circón, la concentración de tierras raras es mayor y la procedencia del sedimento son rocas intermedias donde presenta una mezcla de basalto, andesita y dacita.

Armstrong-Altrin *et al.* (2015a) estudiaron tres secciones: superficie, medio y fondo de núcleos de sedimentos al suroeste del Golfo de México para conocer su procedencia e historia deposicional. La comparación de los patrones de tierras raras de los sedimentos con las posibles rocas fuente indicaron procedencia de rocas intermedias, que abarca desde andesitas a andesitas basálticas localizadas a lo largo de la región costera en el suroeste del Golfo de México.

Ruiz Fernández *et al.* (2012) reconstruyeron los cambios a lo largo del tiempo respecto al transporte de sedimentos y contaminación por metales traza a partir de datación con ^{210}Pb en núcleos de sedimento. Observaron el aumento en la concentración de elementos como Ti, Al, Fe, K y Rb que indicaban presencia de sedimentos terrígenos relacionado a un ligero enriquecimiento de elementos traza de 1956-2008. Concluyendo que el aumento se debe al cambio en el uso de la tierra.

Celis-Hernández *et al.* (2020) evaluaron las fuentes de contaminantes cercanas y su afectación en manglares de Ciudad del Carmen. La utilización de diversos indicadores permitió discernir que el origen de contaminantes se debe principalmente por actividades urbanas y naturales.

De manera particular, el estudio de la composición de las tierras raras y sus patrones de distribución en sedimentos costeros y de mar profundo es escaso, en años recientes se han realizados trabajos enfocados en sedimentos marinos del suroeste (Anaya-Gregorio *et al.*, 2018; Ramos-Vázquez *et al.*, 2018) y procedencia de sedimentos costeros por U-Pb en circones detríticos (Armstrong-Altrin *et al.*, 2017; Tapia-Fernández *et al.*, 2017; Ramos-Vázquez y Armstrong-Altrin 2019) a lo largo de la costa del Golfo de México y mediante microtexturas de circones y cuarzos (Armstrong-Altrin 2020; Armstrong-Altrin *et al.*, 2020).

4.- IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE PROCEDENCIA EN SEDIMENTOS COSTEROS Y DE MAR PROFUNDO

Conocer los cambios que sufre los sedimentos desde su roca fuente hasta la zona de depósito es de gran interés debido a que la costa del Golfo de México representa uno de los ecosistemas más valiosos e importantes para el desarrollo del país por lo cual este trabajo pretende incrementar la comprensión en el abastecimiento de sedimentos costeros y de mar profundo en dos zonas del Golfo de México. Además, los sedimentos de mar profundo pueden registrar eventos que indiquen las características del sedimento en amplios intervalos de tiempo.

Cabe señalar que la información obtenida será útil como una referencia para investigadores que se encuentren trabajando sobre procedencia de sedimentos en el Golfo de México, ya que se conocerán las concentraciones de elementos inmóviles que representan la fuente litogénica de la zona, distribución de minerales pesados, se discernirá sobre los niveles de ciertos metales (fuentes naturales y antrópicas). Lo anterior contribuirá en una base de datos geoquímicos del área.

Las preguntas que se esperan contestar con nuestro estudio son: ¿Cuánto influyen las corrientes litorales y costeras en los sedimentos estudiados?, ¿Cuál es la roca fuente de los sedimentos de playa y mar profundo?, ¿Existe alguna diferencia en la concentración de metales pesados en las zonas?, ¿Cuáles son las edades de depósito máximas de los sedimentos en el Golfo de México?

5.- PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN E HIPÓTESIS

1.- ¿Los sedimentos costeros y de mar profundo pueden dar información de su procedencia?

Hipótesis 1- La composición de los sedimentos refleja su transporte y origen a través de análisis químicos y geológicos.

2.- ¿Cuáles son los principales factores que controlan la composición de los sedimentos costeros?

Hipótesis 2- La composición de los sedimentos detríticos es controlada por la roca fuente, litología, el clima, factores tectónicos de la región, los ríos cercanos y dirección del viento.

3.- ¿Cuáles son los principales factores que controlan la composición de los sedimentos de mar profundo?

Hipótesis 3- Las características de los detritos marinos son controladas por varios factores tales como la profundidad del agua, distancia de la zona continental, composición del área fuente, energía de transporte del sedimento, condiciones redox en el ambiente de depósito, la corriente litoral y costera.

4.- ¿Cuál es la ventaja de conocer la procedencia de los sedimentos?

Hipótesis 4- A partir de análisis cuantitativos entender la relación entre la deposición de los sedimentos y las condiciones que existieron de la fuente hasta la zona de acumulación.

6.- OBJETIVOS

Objetivo General

Evaluar en dos distintas áreas del Golfo de México la procedencia de sedimentos costeros y de mar profundo con el fin de establecer la relación entre la roca fuente y la zona de depósito.

Objetivos específicos

1.-Determinar las variaciones texturales y la composición modal de los sedimentos costeros y de mar profundo mediante análisis granulométricos y petrográficos.

2.-Determinar la concentración de elementos mayores, traza y tierras raras de los sedimentos por FRX e ICP-MS para dilucidar cuales son las fuentes del sedimento.

3.-Evaluar los cambios que han sufrido los sedimentos depositados a partir de índices de intemperismo y composición geoquímica.

4.-Evaluar las concentraciones de algunos metales pesados: Co, Cr, Cu, Ni, Pb, y Zn utilizando indicadores ambientales como el índice de geo acumulación, factor de enriquecimiento, factor de contaminación con el fin de diferenciar su aporte litogénico o antrópico.

5.-Determinar edades en organismos foraminíferos y/o materia orgánica total por datación con carbono 14 en sedimentos de mar profundo para interpretar la tasa de acumulación.

6.- Determinar edades de circones por el método U-Pb en las zonas costeras para conocer los terrenos que suministran sedimento hacia las playas.

7.- Determinar los medios de transporte en sedimentos costeros a través de microtexturas en granos de circones y cuarzos.

7.- AREA DE ESTUDIO

El Golfo de México (Figura 1) es un mar del tipo Mediterráneo localizado hacia el sureste de Norteamérica. Se encuentra limitado al norte por Estados Unidos (con los Estados de Florida, Alabama, Mississippi, Luisiana y Texas), cinco estados mexicanos hacia el oeste (Tamaulipas, Veracruz, Tabasco, Campeche y Yucatán), y al sureste con la isla de Cuba. El Golfo de México mide aproximadamente 1600 km de este a oeste, 900 km de norte a sur y tiene un área superficial de 1543 km². El litoral marino se extiende de Cape Sable, Florida, a la punta de la península de Yucatán que abarcan 5,700km y otros 380km que pertenecen al extremo noreste de Cuba.



Figura 1.- Mapa del Golfo de México con los sitios de muestreo. Las playas: del Bosque (PB), Paseo del Mar (PM), Tesoro (PT) y Barra del Tordo (PBT). Los núcleos N33, N34, N57, N59, N60, N61 y N63 (Fuente: riversnetwork.org).

7.1 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

De manera general, mediante una amplia variedad de procesos geológicos se ha formado la corteza continental, en tanto que la corteza oceánica está formada sólo por erupciones de basalto e intrusiones de gabro en los límites de placas oceánicas divergentes (Figura 2). Por lo tanto, la composición de esta última es aproximadamente la misma en todas partes. La corteza oceánica está formada típicamente por 200m de depósitos de sedimentos marinos, un estrato de 2km de basaltos submarinos almohadillados y un estrato de gabro de 6km aproximadamente de la parte superior a la inferior de la misma (Alva, 2005).

En este proyecto, se estudiarán sedimentos de playa y mar profundo de dos zonas, como referencia, en la zona continental se utilizan las dos cuencas de grandes ríos que desembocan en el Golfo de México los cuales son: Sistema Grijalva-Usumacinta y Río Pánuco (Figura 3). Se seleccionaron dos playas en cada área, una de ellas más cercana a la desembocadura del río. Las características litológicas que se presentan son las siguientes. La parte superior de la cuenca del Río Grijalva está cubierta por calizas y dolomías cretácicas, en la Sierra Madre de Chiapas el Río Grijalva desemboca en rocas cristalinas de granitos y dioritas paleozoicas. Las playas frente al Río Papaloapan reciben sedimentos en su mayoría del cinturón volcánico transmexicano, en el cual predominan rocas ígneas extrusivas básicas del Cuaternario principalmente basaltos (Morán-Zenteno, 1994). De manera general la litología en la parte del suroeste se compone por aluvión del Cuaternario, rocas volcánicas del Cenozoico de composición máfica e intermedia, rocas sedimentarias calcáreas y clásticas del Mesozoico y Cenozoico y rocas metamórficas del Precámbrico y Paleozoico (Verma, 2001, 2015). En la cuenca de Tampico-Misantla parte del basamento consisten en rocas graníticas y granodioritas conocido como complejo metamórfico que va de Paleozoico a Jurásico inferior, también hay presencia de rocas metamórficas del precámbrico (López-Ramos, 1979; Sánchez-Álvarez y Urrutia-Fucugauchi 1992; PEMEX e IMP, 1997; PEMEX Activo Tampico, 1997). Además, se tienen depósitos aluviales que abarcan el Plioceno-Cuaternario. De manera particular en el estado de Tamaulipas la mayoría de los terrenos se conforman por rocas sedimentarias de Paleozoico-Cuaternario con predominancia de origen marino. Existen esquistos metamórficos, rocas ígneas del Cenozoico y gneis con edades Paleozoicas y Precámbricas (Armstrong-Altrin *et al.*, 2015a, Morán-Zenteno, 1994; Ortega Gutiérrez *et al.*, 1995). Hay depósitos de Ag, Cu, Pb, U, y Ti (SGM 2008) y rocas volcánicas del Cenozoico pertenecientes a la Provincia Magmática Oriental (Demant y Robin, 1975).

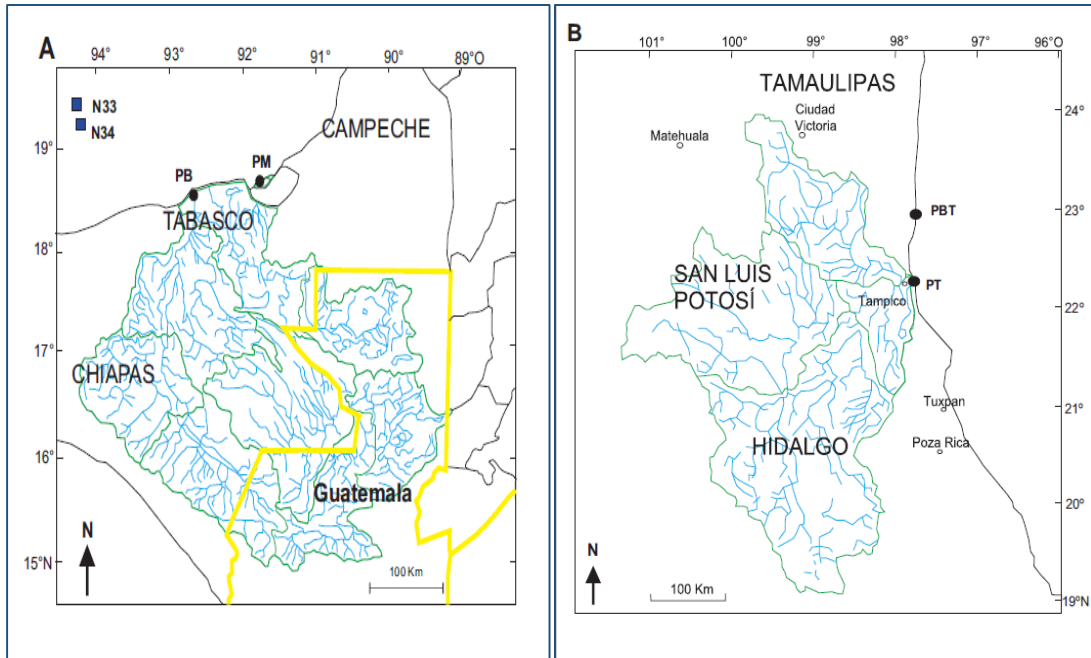


Figura 3.- Delimitación de la cuenca Grijalva-Usumacinta (A) y cuenca Pánuco (B), (fuente: riversnetwork.org).

7.2 OCEANOGRAFÍA FÍSICA DEL GOLFO DE MÉXICO (GM)

El Golfo de México es un mar semicerrado, con un diámetro de 2200 km y alcanza una profundidad máxima de 3782 m en la zona denominada Sigsbee. Tectónicamente la cuenca se encuentra inactiva. El agua fluye desde el mar Caribe por canal de Yucatán y al océano Atlántico por el estrecho de Florida (Martínez y Parés 1997; Salas de León y Monreal-Gómez 1997; Quiroz Martínez *et al.*, 2005). La batimetría muestra que el 39.97% del Golfo de México tiene una profundidad menor al 10% de la profundidad máxima (Martínez del Río, 2015). Respecto a los perfiles de salinidad y densidad que se han obtenido durante invierno indica la intrusión de agua fría y diluida que se origina de la plataforma continental de Luisiana-Texas (Monreal-Gómez y Salas de León 1990; Salas de León *et al.*, 1992).

Las corrientes oceánicas son aquellas que se presentan en mayor cantidad y fuerza comparadas con las corrientes que existen en ríos, lagunas, pantanos y otros sistemas acuáticos. Las causas de las corrientes oceánicas son el viento, mareas y circulación termohalina. Estas se pueden clasificar en profundas que se encuentran impulsadas por las diferencias de densidad, superficiales que son impulsadas por el viento, costeras y corrientes de marea (Geoenciclopedia; Sturges y Evans 1983; Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003). En el Golfo de México existen dos principales sistemas de corrientes, la corriente de Lazo que presenta variabilidad debido a la variación del parámetro de Coriolis relacionado con la latitud, la inestabilidad barotrópica, la estratificación y la inestabilidad baroclínica, su alcance va

desde el canal de Yucatán hasta el estrecho de Florida y el otro sistema es un giro anticiclónico (en sentido de las manecillas del reloj) localizado en la parte occidental del golfo que se desprende la corriente de lazo (Behringer *et al.*, 1977). Existe una corriente muy intensa en la zona oeste del Golfo de México, llamada corriente mexicana en la cual los vientos son favorables y el flujo del canal de Yucatán contribuye a su formación. Además, en las plataformas continentales de Texas-Luisiana, el oeste de Florida y la Bahía de Campeche se presentan giros ciclónicos con diámetros de aproximadamente 150 km (Monreal-Gómez *et al.*, 2004).

En estudios realizados por Díaz-Flores (2018) se ha observado que los giros ciclónicos y anticiclónicos en la Bahía de Campeche inciden en la desviación de la pluma de descarga de los ríos Grijalva-Usumacinta hacia el noroeste; este comportamiento fue detallado previamente por Monreal-Gómez y Salas-de-León (1990) ya que antes de la formación del giro las corrientes desplazan la pluma del sistema Grijalva-Usumacinta hacia el oeste aproximadamente 30 km, cuando el giro está bien formado y se localiza en el centro de la Bahía de Campeche, la pluma es desplazada hacia el este 40 km, esto sugiere que el giro es una estructura cuasi permanente en la bahía que trae consecuencias ecológicas y sedimentarias en la zona.

El sistema Grijalva-Usumacinta ocupa el segundo lugar en cuanto a la descarga de agua dulce hacia el Golfo de México, después del Río-Misisipi (Yáñez-Arancibia *et al.*, 2009). Las velocidades del sistema Grijalva-Usumacinta en su desembocadura están influenciadas por la marea y los aportes de agua por escurrimiento de la cuenca. Una vez que se ponen en contacto el agua de río y el agua de mar, se forma una cuña salina la cual produce condiciones para la sedimentación o re suspensión de los sedimentos (Márquez-García 2018). Datos sobre las corrientes cercanas en el sistema Grijalva-Usumacinta a través de (ADCP) Perfilador Acústico de Corrientes Doppler han sido reportadas por Díaz-Flores *et al.* (2017), los resultados arrojan que en la circulación de 4 a 20 m de profundidad se presenta una dirección hacia el noroeste con velocidades máximas de 0.43 m/s. Mientras que en la zona donde desemboca el río Pánuco las corrientes presentan una dirección hacia el norte. Se tiene que la circulación a mayores profundidades (84 a 100 m) la dirección a la altura del sistema Grijalva-Usumacinta va hacia el sureste mientras que en la desembocadura del río Pánuco la circulación se mantiene con dirección hacia el norte.

De manera particular en la desembocadura del río Pánuco existe la mezcla de aguas continentales con marinas ya que es uno de los principales ríos en el aporte de agua dulce hacia el Golfo de México (López-Acuña, 1987). La dirección de los vientos entre mayo y agosto son más débiles en el noreste. En septiembre, este patrón de viento cambia porque los frentes fríos asociados con los sistemas de alta presión atmosférica provenientes del noroeste de los Estados Unidos comienzan a alcanzar la zona del Golfo de México. Durante el otoño, la dirección promedio del viento en el norte es principalmente hacia el oeste, con una pequeña componente hacia el sur (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2014). La corriente litoral presenta dirección norte en invierno y dirección sur durante el verano, 20 millas mar adentro, la corriente presenta dirección hacia el norte con velocidad promedio de 1.8 km/h (SEMAR 1979). Ortiz-Gallaza *et al.* (2000) analizaron en la costa de Tamaulipas, frente a Altamira, entre los 22° 18' 36" y 22° 22' 11" Latitud Norte y los 97° 46' 33" y 97° 50' 08" Longitud Oeste durante tres diferentes épocas, la dirección de las corrientes marinas. Tanto para el periodo de secas como de lluvias se observaron corrientes con dirección noroeste y sureste, únicamente en la época de nortes se observó una dirección suroeste con velocidad promedio de 13.9 cm/seg. Lo anterior hace suponer la presencia tanto de una corriente y como de una contracorriente en la zona.

Además, se han realizado estudios sobre como contribuye la descarga del río en la acumulación de hidrocarburos, así como las corrientes de la zona en la concentración de los mismos. Los niveles más altos se encuentran cercanos a la costa donde existe una alta dinámica en comparación a zonas en mar adentro (Ávila-Chávez, 2006). En el sur del Golfo de México los sedimentos en la plataforma continental también han sido estudiados a partir de sus propiedades físicas (Carranza-Edwards *et al.*, 1993; Ortiz-Zamora *et al.*, 2002). Los sedimentos se depositan en la costa sin embargo existen sedimentos muy finos (limos y arcillas) que son llevados por las corrientes hacia el mar. La distribución de los sedimentos de fondo se asocia con corrientes superficiales y de fondo (Bogdanov *et al.*, 2002).

El avance en la investigación de la formación, desplazamiento y características de los giros ciclónicos y anticiclónicos en el Golfo de México permiten conocer posibles corrientes divergentes (Morán *et al.*, 2001), implicaciones biológicas (Coria-Monter *et al.*, 2014) y distribución de sedimentos (Dyer y Soulsby 1988; Thompson *et al.*, 2006).

Corrientes litorales

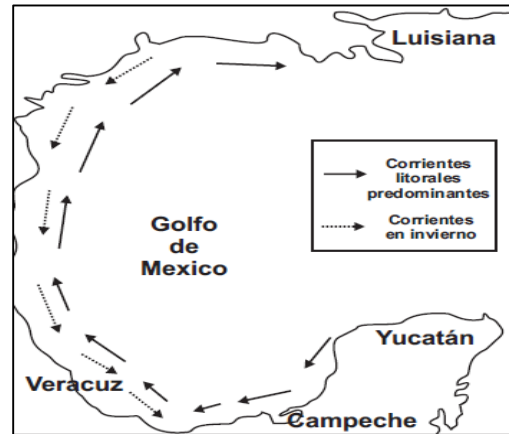


Figura 4.- Corrientes litorales en el Golfo de México

Existen otras corrientes diferentes a las oceánicas, éstas se denominan corrientes litorales o de deriva litoral son únicamente inducidas por el oleaje y se producen cuando las olas llegan oblicuas a una costa rectilínea, esto da nacimiento a una corriente paralela al litoral, entre la zona de rompiente y la orilla (Figura 4). Su importancia es debido a que las corrientes litorales se han reportado como uno de los más importantes medios de transporte del sedimento con una variación aproximada de 400,000 a 1,000,000 m³/año con dirección hacia el este. Dentro de las disciplinas que se han enfocado en su estudio son la geología marina e ingeniería. Las investigaciones se han realizado sobre la presencia de puertos en la zona costera y el impacto que han tenido en el transporte de sedimentos (Almar *et al.*, 2015). Modelos para observar el comportamiento de olas (Van Rjin, 2014). En México se estudió el transporte de sedimentos en las playas donde a mayor oleaje se incrementa la dinámica de la playa, además el desplazamiento de la arena en función de la costa y por ende de la hidrodinámica ya sea perpendicular o paralela a la costa (Yañez-Chávez, 2015; Velázquez-Rodríguez, 2011; Astorga-Moar, 2017). Finalmente se ha caracterizado el oleaje y viento en el litoral mexicano mediante modelos numéricos (Cuevas-Jiménez *et al.*, 2016; Ruiz-Martínez *et al.*, 2009).

Otro de los fenómenos que afectan en las costas del Golfo de México son los “Nortes” denominados así coloquialmente en México como una condición meteorológica de escala temporal corta (2-3 días), se asocia a un sistema de alta presión originado frecuentemente en las montañas Rocallosas de los Estados Unidos y viaja desde latitudes altas hacia el GM. Los nortes están caracterizados por el paso de un frente frío que genera vientos intensos en dirección norte-sur, un descenso en la temperatura y

precipitaciones (Schultz, 2005; Appendini *et al.*, 2013). Los nortes ocurren principalmente entre septiembre y mayo y provocan descensos bruscos de temperatura en pocas horas.

Los fuertes vientos del norte generan mezcla en las costas del GM, corrientes intensas y oleaje (Appendini *et al.*, 2013). Referente al puerto de Veracruz, se encontró intensificación de los vientos en y zonas adyacentes fuertemente influenciadas por la presencia de la Sierra Madre Oriental. En general, la condición de norte perdura más tiempo en el norte del GM que en el sur (DiMego *et al.*, 1976). Las suradas son eventos opuestos a los nortes, pero con duración temporal menor (en el orden de horas), y generalmente son producidas por el establecimiento de un fuerte gradiente de presión entre la parte norte y sur del Golfo de México (Vázquez-Romaña, 2013).

8.- METODOLOGÍA

8.1 NÚMERO DE MUESTRAS

El total de muestras en el Golfo de México (Tabla 1) son 20 muestras de cada playa (4 playas) tomadas de la mesoplaya (zona máxima de avance y retroceso de mar) y 7 núcleos de sedimento de mar profundo colectados por medio del buque oceanográfico Justo Sierra (Figura 1), usando un nucleador de gravedad, permitiendo núcleos con longitudes de hasta 5.8 m para la zona sur y 30cm para la zona norte (2 para GM-Sur y 5 núcleos para GM-Norte).

8.2 MUESTRAS DE PLAYA Y MAR PROFUNDO

Las playas fueron seleccionadas cercanas a la desembocadura de dos ríos mayores con mayor descarga hacia el Golfo de México. Se emplearon dos términos para referirnos a las áreas de estudio: GM-Sur comprende a playa del Bosque, Paseo del Mar, N33 y N34 mientras que GM-Norte engloba a playa Tesoro, Barra del Tordo, N57, N59, N60, N61 y N63. Los núcleos de GM-Sur se colectaron dentro del proyecto denominando “Servicios Interdisciplinarios de Facies Sedimentarias del Fondo Marino del Golfo de México para calibración de Modelos Sísmicos” cuyo acrónimo fue FACIES llevado a cabo por un grupo de investigadores del ICML, mientras que los núcleos de GM-Norte se colectaron en el marco institucional del proyecto CIGoM (Consortio de Investigación del Golfo de México) en el periodo de 21 de abril al 15 de mayo de 2017. En la Tabla 1 se observan los análisis realizados en cada una de las zonas.

Tabla 1.- Número de análisis por cada área de estudio

GM-Norte								
	Granulometría	XDR	SEM	Mayores	Trazas y REE	Petrografía	¹⁴ C	U-Pb
Tesoro	20	2	5	10	10	3		200
Barra del tordo	20	2	5	10	10	5		200
N57	5	2	2	5	5	2	X	
N59	5		2	5	5	2		
N60	5	2	2	5	4	2		
N61	5		2	6		2		
N63	5	2	2	5		2		
GM-Sur								
Bosque	20	2	10	10	10	5		200
Paseo del Mar	20	2	10	10	10	5		200
N32	-						X	
N34	-		4				X	

Las muestras de sedimento marino se dividieron en dos partes una para análisis químico y otra para análisis textural. Las muestras para análisis químico se secaron a 55 °C por 48 horas y posteriormente fueron molidas.

8.3 GRANULOMETRÍA

Para las muestras de playa se utilizó el equipo Ro-Tap Sieve Shaker ubicado en el Laboratorio de Geoquímica, mientras que el análisis de los sedimentos de mar profundo se realizó en el laboratorio de sedimentología del ICML con un equipo de difracción láser (modelo Coulter LS230) ya que este equipo puede detectar tamaños de partículas de 0.037 mm (arcillas) hasta 1.68 mm (arena gruesa). Los resultados que se obtuvieron para sedimentos costeros y marinos fue tamaño medio de grano ($Mz \phi$), grado de clasificación (ϕ), grado de asimetría (Ski) y cúrtosis.

8.4 MINERALOGÍA

Se analizó la mineralogía en las muestras de playa y mar profundo mediante el método de Difracción de Rayos-X (Laboratorio de Difracción de Rayos-X del Instituto de Geología).

Para conocer la composición química de los sedimentos se utilizó el microscopio electrónico de barrido PHILLIPS XL -30 (SE) equipado con un detector de rayos X por energía dispersiva (EDS) en el Laboratorio de Petrología, Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

8.5 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES

Los análisis se realizaron en el Instituto de Geología de la UNAM; con un equipo de Fluorescencia de Rayos X marca Siemens SRS 3000, equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 125 micras. Las muestras de sedimentos de playa y núcleos fueron calcinadas en crisoles a una temperatura de 950°C. Se obtuvieron las pérdidas por calcinación para cada muestra. Del sedimento calcinado se tomaron 0.4 g de muestra y se mezcló con 5 g de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ en un crisol de platino. El crisol se colocó en la perladora. Las muestras fueron fundidas y enfriadas, obteniéndose perlas de vidrio (Lozano Santa Cruz et al., 1995). Una vez obtenidas todas las perlas de vidrio, se etiquetaron y se colocaron en un desecador para su posterior medición en el equipo de Fluorescencia de Rayos X.

8.5.3 INDICES DE INTEMPERISMO

A partir de los resultados se calculó el grado de intemperismo mediante distintos índices: el índice

químico del intemperismo $CIW = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}} \times 100$ (Harnois, 1988) El índice químico

de alteración $CIA = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}^* + \text{K}_2\text{O}} \times 100$ (Nesbitt and Young, 1982). El índice de

alteración de plagioclasa $PIA = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}^*} \times 100$ (Fedo et al., 1995) y el índice de

variabilidad composicional

$ICV = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3^t + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} \times 100$ (Cox et al., 1995). La expresión CaO^* indica en

contenido de calcio en la fracción de silicato que fue calculada por la siguiente ecuación (Martínez et

al., 2010): $Ca = CaO_t - CaO_{trg}$ y $CaO_{trg} = Al_2O_{3t} \times (CaO/Al_2O_3)_{UCC}$, donde "t" = el total de abundancia en la muestra y "trg" = terrígeno.

8.6 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS

La concentración de elementos traza (Ba, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, U, V, Y, Zn, y Zr) y tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, y Lu) se llevó a cabo en el laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, Instituto de Geología, UNAM con un equipo de ICP-MS. Su determinación fue a partir del sedimento llevado a un proceso de digestión. Se colocó 0.1g de sedimento en un tubo para digestión ácida con una mezcla de H₂O, HNO₃, HF y H₂SO₄ de grado reactivo, los recipientes se cerraron herméticamente para ser agitados y se mantuvieron en una placa caliente a 120 °C hasta sequedad, este procedimiento se repitió una vez más incorporando únicamente HNO₃. Para asegurar la eliminación completa de HF se añadieron 10 ml de HNO₃ 1:1, obteniendo un volumen de 250 ml con agua bidestilada. La solución se colocó en un tubo de NALGENE para centrifuga a 600 rpm durante 5 minutos. Finalmente se decantó la muestra y fue transferida a un frasco de polietileno limpio, etiquetado y se refrigeró hasta su análisis. El procedimiento anterior se repitió para las muestras de la curva de calibración.

8.6.1 INDICADORES AMBIENTALES: Factor de enriquecimiento (FE) e Índice de geo-acumulación (I_{geo})

A partir de las concentraciones obtenidas, se utilizaron ciertos elementos con el fin de conocer la calidad del sedimento mediante los siguientes índices de calidad:

El factor de enriquecimiento: Tiene como propósito evaluar los sedimentos usando el contenido de cada metal reportado en la corteza continental superior (McLennan, 2001) como referencia y se calculó con la siguiente expresión

$$FE = \frac{(x/Al)_{sedimento}}{(x/Al)_{corteza}}$$

Se normalizaron las concentraciones de cada metal con aluminio por que representan a los aluminosilicatos, los cuales son los minerales que predominan en los sedimentos costeros (Chiu *et al.*, 2007).

Índice de Geo-acumulación: Estudiado por Müller, (1969) pretende evaluar el grado de contaminación por metales pesados a través de la siguiente relación

$$I_{geo} = \log (M_i/1.5M_r)$$

Donde M_i y M_r son las concentraciones del metal en el sedimento del área de estudio y el promedio de la corteza terrestre, respectivamente. La magnitud de la contaminación va de 0 (no contaminada) a 6 (muy fuertemente contaminada).

8.7 DATACIÓN POR RADIOCARBONO

El Pleistoceno tardío y Holoceno se caracterizan por periodos alternados de climas cálidos con climas fríos, con dos grandes eventos abruptos: El último Glacial Máximo (25-19 Ka; Clark *et al.*, 2009) y el Joven Dryas (~12.8-11.6 ka; Stansell *et al.*, 2010). De hecho, los organismos foraminíferos pueden proporcionar información útil sobre las condiciones físicas y químicas de las masas de agua (Antonarakou *et al.*, 2015).

Alrededor de 100 organismos foraminíferos planctónicos fueron tomados a diferentes intervalos de los núcleos de GM-Sur para reconstruir la bioestratigrafía en la zona a estudiar. La datación por radiocarbono se llevó a cabo en ambos núcleos, se utilizaron organismos foraminíferos planctónicos y su medición fue con ayuda del espectrómetro de masas con aceleradores (AMS). La conversión de edades a través de datación por radiocarbono en los años antes del presente se realizó utilizando el software CALIB (Stuiver y Reimer 1993, versión 5.0.2; <http://calib.qub.ac.uk/calib>). Además, la datación para GM-Norte se estudió a través de materia orgánica total. Lo antes mencionado se llevó a cabo en el Laboratorio Nacional de Espectrometría de Masas con Aceleradores (LEMA). IF, UNAM.

8.8 DATACIÓN POR U-Pb DE CIRCONES DETRÍTICOS

Uno de los métodos radioactivos empleados en geología para datar edades mayores a 30 Ma es mediante U-Pb. El método se basa en la medición de los isótopos de plomo y uranio contenidos en un mineral en nuestro caso los circones y su relación entre las concentraciones del decaimiento del uranio a plomo. Para llevar a cabo la datación y análisis geoquímico de circones, se realizó primero la separación de los mismos (200 circones de cada playa), la cual se llevó a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) el Instituto de Geofísica de la UNAM. Para ello se decantó una muestra para separar la fracción pesada de los sedimentos, la cual se colocó en una caja Petri con agua. Los minerales pesados se observaron por medio de un microscopio estereoscópico con luz transmitida de marca Olympus SX11, para su identificación. Los circones obtenidos se montaron en una placa de vidrio cuadrada de 5 cm de lado, y se pegaron con la ayuda de una cinta de doble cara. Posteriormente se les cubrió con resina epóxica y se pulieron hasta la mitad del cristal con papel de lija y luego con polvo de diamante, para llevar a cabo los estudios de LA-ICP-MS.

8.8.1 MICROTERTURAS EN CIRCONES Y CUARZOS

Para cada playa se utilizaron dos muestras (Bosque, Paseo del Mar, Tesoro y Barra del Tordo) y en ellas se separaron 20 granos de cuarzos y 20 granos de circones. Las microtexturas fueron observadas en un microscopio estereoscópico a través de fijar los granos de cuarzo y circón sobre un adhesivo de doble cara. Luego, la muestra se sometió a pulverización catódica de oro, ya que el oro proporciona una mejor resolución que otros metales pesados o carbono debido a la reducción de la penetración del haz y minimiza la carga superficial. (Vos et al., 2014). El SEM utilizado fue el modelo JEOL JSM6360LV, equipado con detector secundario de electrones capaz de analizar micro áreas; este equipo se ubica en el ICML, UNAM.

9.- RESULTADOS

Los análisis realizados se llevaron a cabo en dos áreas de la costa y mar adentro del Golfo de México, la granulometría permitió conocer el tamaño de granos, mineralogía, petrografía exponiendo el dominio de minerales en cada área, la geoquímica de elementos mayores, trazas y tierras raras mostró la composición e intemperismo de los sedimentos, la geocronología y química en circones, microtexturas en cuarzos y circones determinó la roca fuente y medios de transporte. Además de los estudios mencionados, en el área marina la datación por radiocarbono permitió conocer tasas de sedimentación, transporte y cambios que sufren los sedimentos.

Los resultados y la discusión se dividen en dos partes una que se refiere a la zona sur del Golfo de México (GM-Sur), conformada por playa del Bosque, playa Paseo del Mar, el núcleo 33 y el núcleo 34. La segunda parte se refiere a la zona norte del Golfo de México (GM-Norte), donde se incluye la playa Tesoro, playa Barra de Tordo y los núcleos 57, 59, 60, 61 y 63.

9.1 GM-SUR PLAYAS



Figura 5.- Ubicación de muestras en playa Paseo del Mar (izquierda) en Ciudad del Carmen, Campeche y muestras en playa Bosque (Derecha) en Tabasco.

9.1.1 GRANULOMETRÍA

De acuerdo a la clasificación realizada por Folk y Ward (1957), en la Tabla 2 los sedimentos de playa del Bosque presentan un tamaño de grano de arena fina, su clasificación va desde muy bien clasificado, bien clasificado y moderadamente clasificado. En asimetría muestran una distribución casi simétrica mientras que para la cúrtosis su comportamiento es una distribución mesocúrtica.

Los valores de cada parámetro se muestran a continuación

Tabla 2.- Parámetros granulométricos playa del Bosque

Playa del Bosque (PB)				
Número de estación	Mz (Φ)	Clasificación (Φ)	Asimetría	Curtosis
PB1	2.72	0.349	-0.136	1.047
PB2	2.8	0.313	-0.0092	1.11
PB3	2.68	0.2609	-0.0448	1.3338
PB4	2.73	0.3428	-0.0762	1.108
PB5	2.706	0.3161	-0.05448	1.079
PB6	2.716	0.3026	0.0042	1.038
PB7	2.716	0.3617	0.0116	0.9818
PB8	2.633	0.9704	0.0931	0.9618
PB9	2.67	0.3391	-0.1106	0.92
PB10	2.66	0.3416	-0.1168	0.92
PB11	2.67	0.3391	-0.0006	0.92
PB12	2.6	0.3668	-0.1361	0.8335
PB13	2.66	0.341	-0.1168	1
PB14	2.69	0.9685	-0.1247	1.079
PB15	2.696	0.3767	-0.07137	0.924
PB16	2.716	0.349	-0.1366	1.047
PB17	2.7	0.3541	-0.1	1
PB18	2.66	0.3719	-0.1483	1.04
PB19	2.66	0.349	-0.0931	1.047
PB20	2.72	0.3227	-0.1444	1.139
Promedio (n=20)	2.69	0.40	-0.08	1.03
Desv. Est	0.04	0.20	0.07	0.11

Para la playa Paseo del Mar (Tabla 3) siguiendo los parámetros ya mencionados se presentó un tamaño de grano de arena media. Para la clasificación se describió moderadamente bien clasificado. En asimetría mostró una distribución casi simétrica mientras que para la cúrtosis su comportamiento también fue mesocúrtico.

Tabla 3.- Parámetros granulométricos playa Paseo del Mar

Playa Paseo del Mar (PM)				
Número de estación	Mz	Clasificación	Asimetría	Curtosis
PM1	1.53	0.7579	-0.111	1.12
PM2	1.56	0.578	-0.0954	1.09
PM3	1.83	0.5553	0.0174	0.947
PM4	1.83	0.6685	-0.0825	1.27
PM5	0.97	0.6332	0.3248	1.17
PM6	1.96	-0.0748	0.5325	0.99
PM7	1.9	0.61	-0.0365	0.98
PM8	1.83	0.6455	-0.0654	1.06
PM9	1.816	0.5905	-0.0033	1.02
PM10	1	0.6685	0.3182	1.2
PM11	1.8	0.5878	1.1973	1.038
PM12	2.016	0.6984	-0.1226	0.94
PM13	1.96	0.8568	-0.0495	0.934
PM14	1.23	0.864	0.4089	0.868
PM15	2.13	0.5875	-0.0167	0.95
PM16	1.9	0.859	0.0185	0.885
PM17	1.83	0.731	0.6224	0.875
PM18	2.38	0.658	-0.1678	0.94
PM19	2.26	0.7863	-0.0802	0.87
PM20	2.3	0.6556	-0.0661	0.89
Promedio (n=20)	1.80	0.65	0.13	1.00
Desv.est.	0.38	0.20	0.34	0.12

9.1.2 MINERALOGÍA

A través de un detector de espectrometría de energía dispersiva acoplado a un microscopio de barrido por sus siglas en inglés (SEM-EDS). Se observó predominancia en la concentración de TiO_2 , Fe_2O_3 , ZrO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 y sus señales se muestran en las Figuras 6-9.

En la Figura 6 se observa la señal de un feldespato potásico KAlSi_3O_8 , conformado por los elementos potasio, aluminio y silicio que son consistentes con la fórmula del mineral. Mientras que en la Figura 7 se muestra la señal de ilmenita FeTiO_3

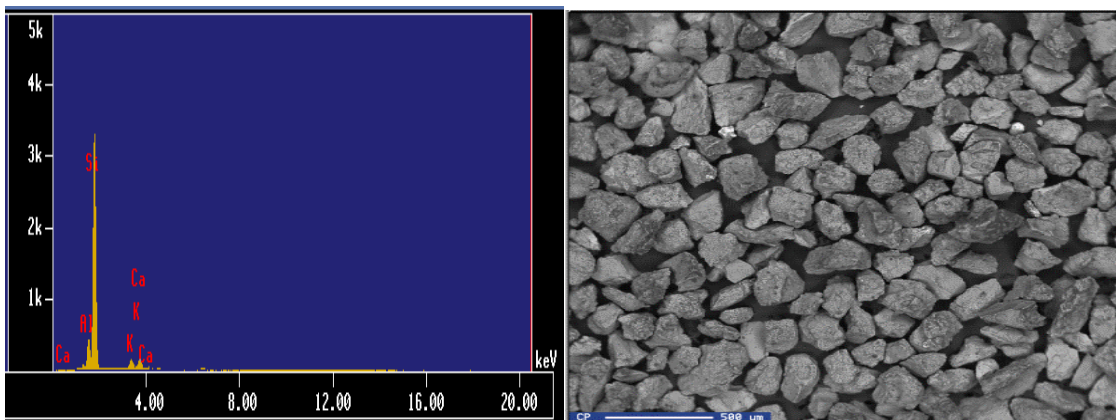


Figura 6.- Difractograma de sedimento en playa del Bosque (PB3).

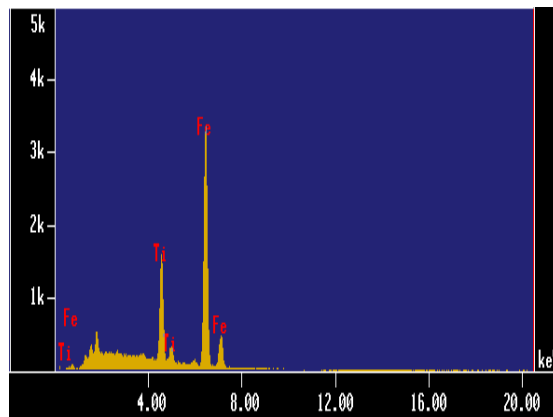


Figura 7.- Señal de ilmenita en sedimentos de playa del Bosque (PB7)

En la Figura 8 se muestra la señal del mineral clorita $(Mg,Al,Fe)_{12}((Si,Al)_8(OH)_{16})$ en el cual los cristales individuales son orientados en la orilla con fases perpendiculares a la superficie del grano detrítico (Welton, 1984). Este mineral es producto de la alteración de la meteorización de las micas, a veces se encuentran asociado con calcita, y cuarzo.

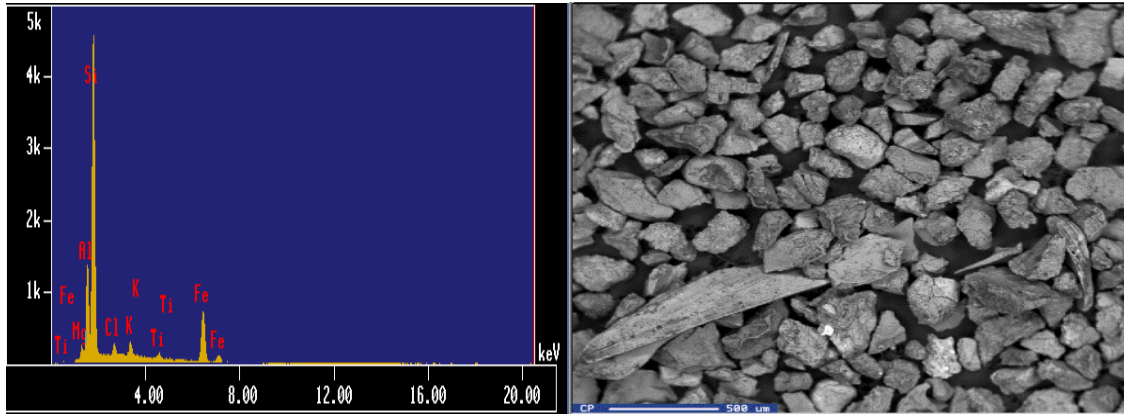


Figura 8.- Espectro en sedimentos de playa del Bosque (PB15).

La señal del mineral circón se presenta en la Figura 9 así como los pequeños granos blancos que proporcionaron dicha señal, mostrados a su derecha.

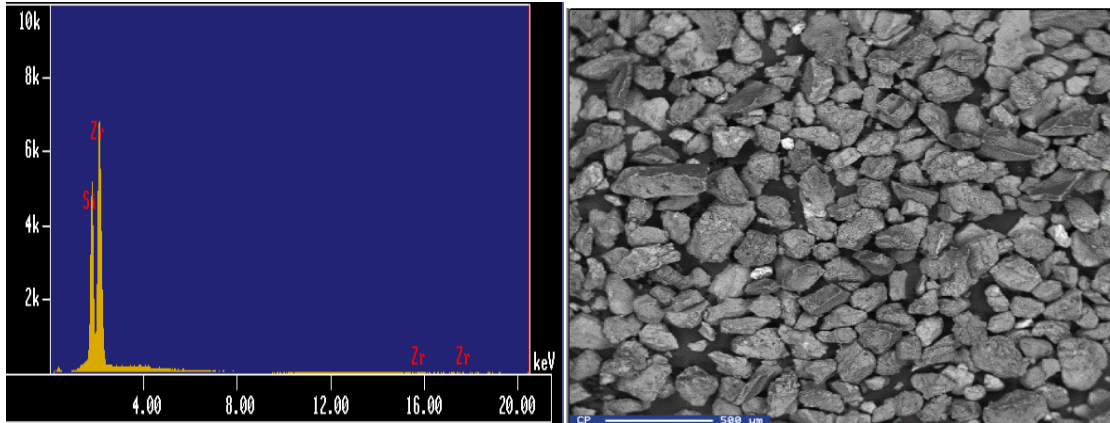


Figura 9.- Espectro de circón en sedimentos de playa del Bosque (PB19).

Para playa Paseo del Mar las concentraciones se ven disminuidas en TiO_2 , Fe_2O_3 , ZrO_2 , SiO_2 , sin embargo, la concentración de CaO alcanzó un máximo en todos los puntos analizados (Figuras 10 y 11) por lo anterior se observa una mayor homogeneización en esta playa comparada con playa del Bosque. Se tiene ilmenita $FeTiO_3$ y calcita $CaCO_3$, además de encontrarse microfósiles marinos los cuales se caracterizan por un esqueleto o concha que se constituye por una o más cámaras interconectadas. Las cámaras presentan material aglutinado que puede incluir calcita, aragonita y sílice.

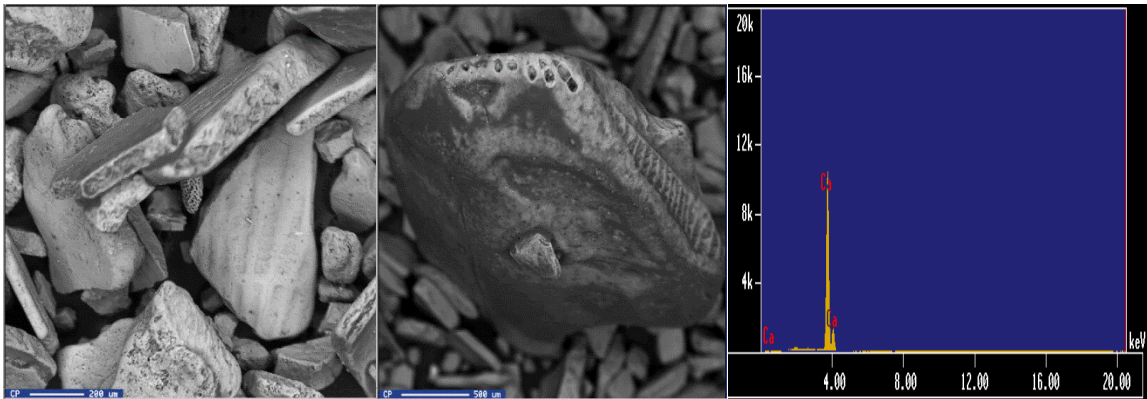


Figura 10.- Imagen de granos de calcita y un organismo foraminífero en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM3).

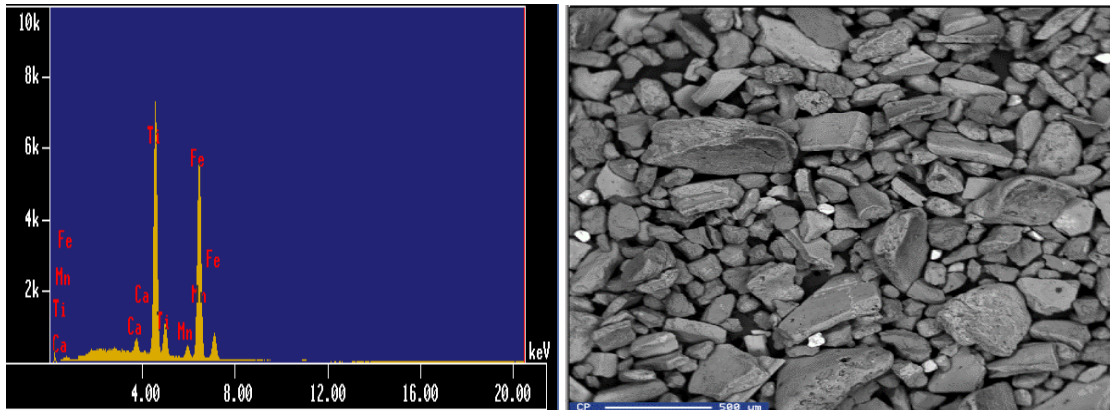


Figura 11.- Señal de ilmenita en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM19).

9.1.3 PETROGRAFÍA

En las muestras de playa del Bosque se observa la presencia de cuarzo (Qz), ortopiroxeno (Opx), feldespato-K (Kfs), clorita (cl), moscovita, plagioclasas, líticos sedimentarios y biotita principalmente (Figura 12). Todas las imágenes se tomaron desde un microscopio petrográfico.

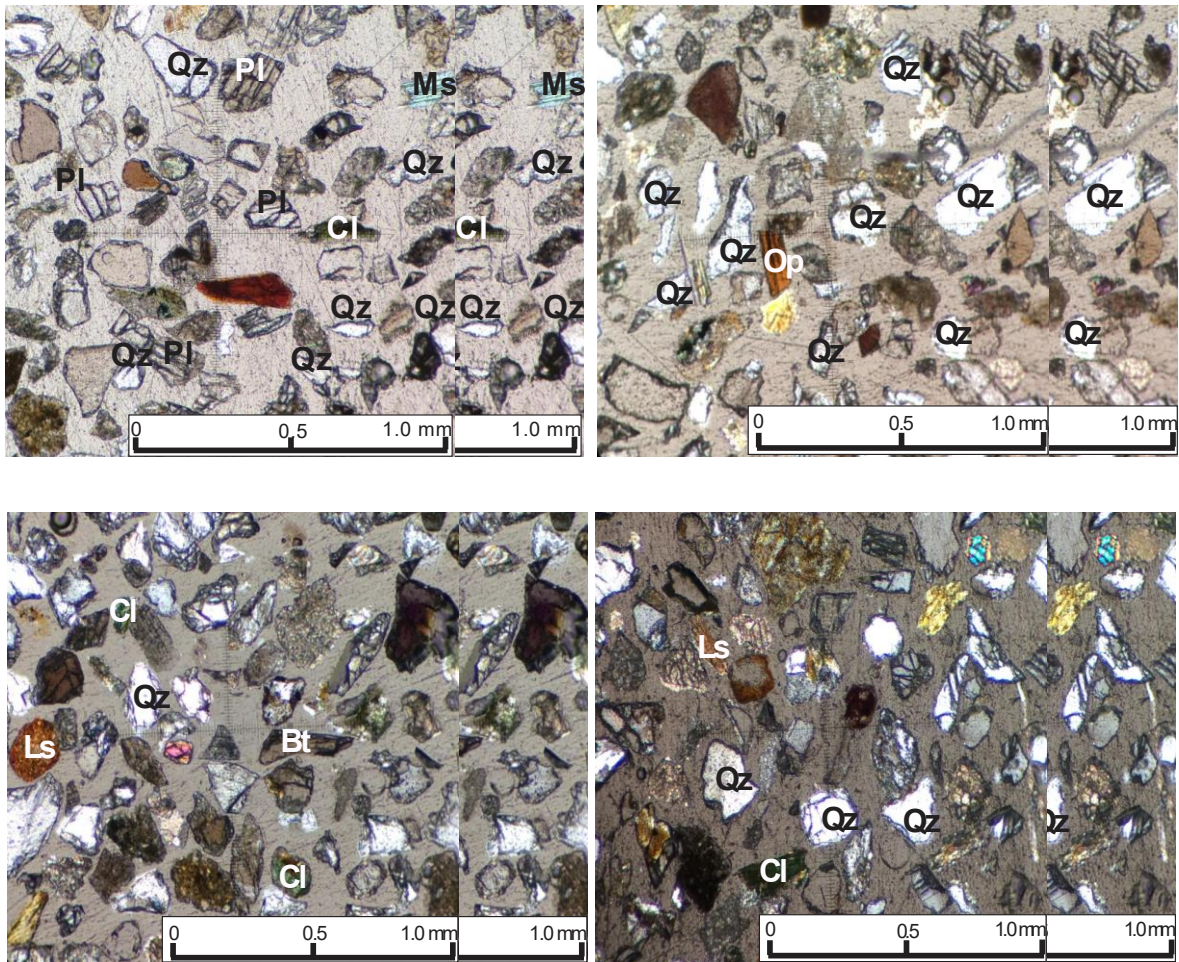


Figura 12.- Fotomicrografías en sedimentos de playa del Bosque.

Por otro lado, la playa Paseo del Mar presentó componentes biogénicos, plagioclasas, cuarzo, microorganismos fósiles, piroxeno, entre otros (Figura 13).

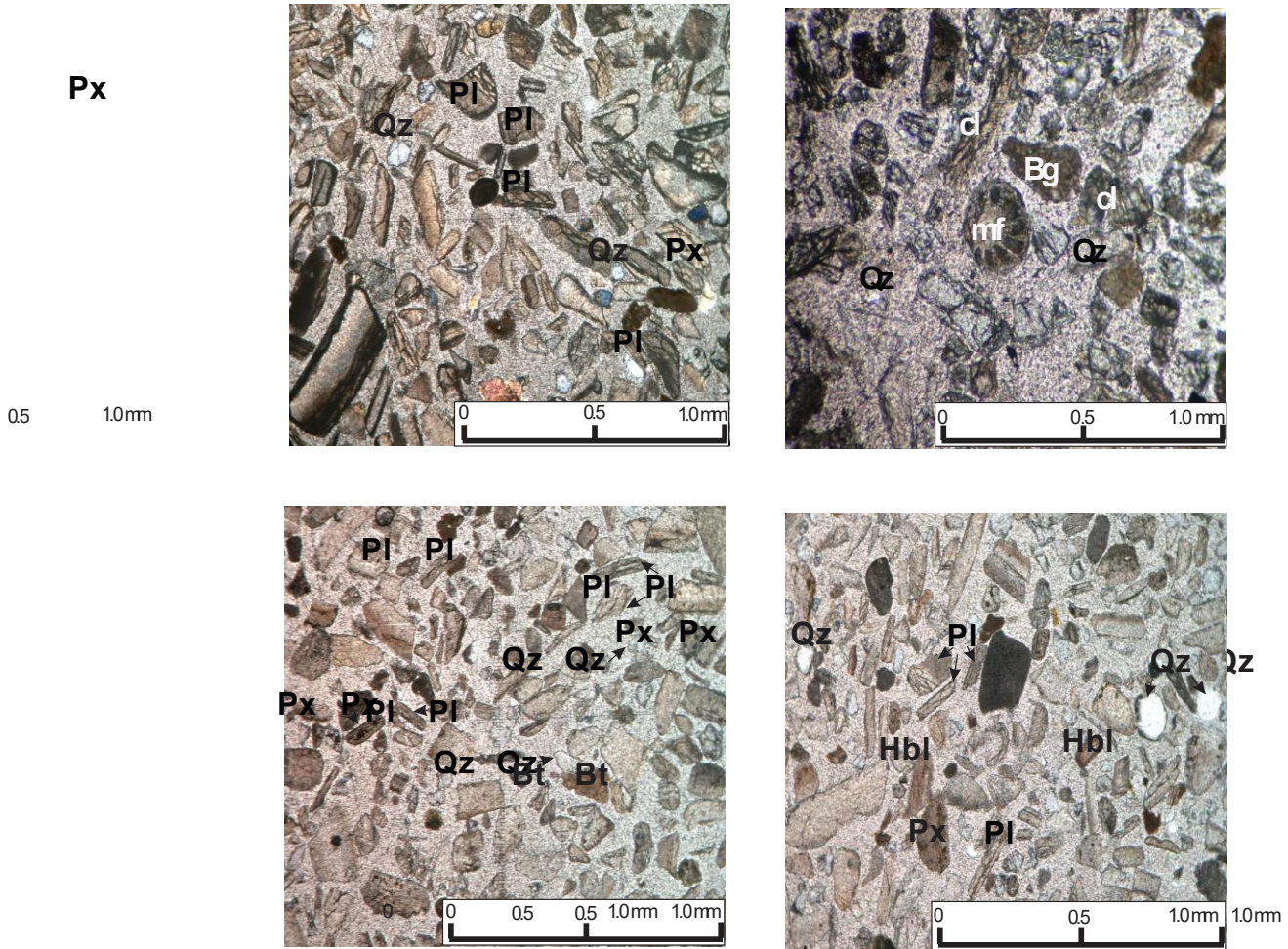


Figura 13.- Fotomicrografías en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM).

9.1.4 DIFRACCION DE RAYOS X

Para playa del Bosque se analizaron dos muestras (PB7 y PB13), obteniéndose la presencia de cuarzo, albita, cordierita, moscovita, clinocloro, anortita, mica y actinolita (Figura 14). Los resultados muestran una gran abundancia de cuarzo esto nos indica una alta energía en el área. Los minerales albita y anortita (plagioclasas sódicas y cálcicas), donde esta última se encuentra en calizas con metamorfismo de contacto. Ambos minerales se fragmentan dando arcillas que forman casi la totalidad de los sedimentos de granos finos.

Cordierita un mineral de silicato en anillo conformado por hierro, magnesio y aluminio. Estas señales se reflejan en el estudio de SEM-EDS. Para el grupo de los anfíboles se encuentra la actinolita rica en hierro y su presencia es común en esquistos. En el grupo de las micas se encuentra la moscovita llamada comúnmente mica blanca y es un mineral abundante en rocas graníticas.

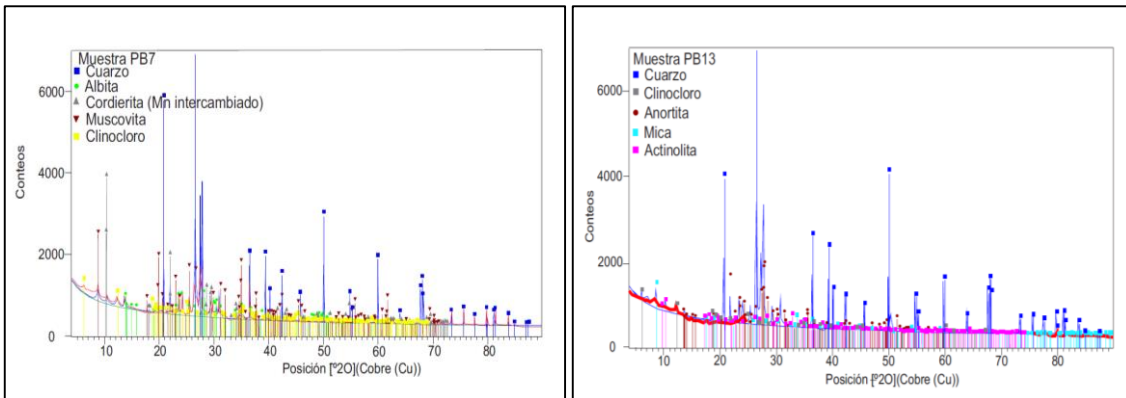


Figura 14.- Difractograma en sedimentos de playa del Bosque (PB7 y PB13).

Respecto a Paseo del Mar en las dos muestras de la Figura 15 se tienen la identificación de los minerales aragonita que pertenece a los carbonatos y es común en fósiles ya que muchos organismos marinos lo utilizan para construir su caparazón; aunque se trasforma en calcita en un periodo inferior a los 200 millones de años, otro mineral presente es el cuarzo, anortita y calcita que en agregados granulares constituye la mayor parte de las calizas.

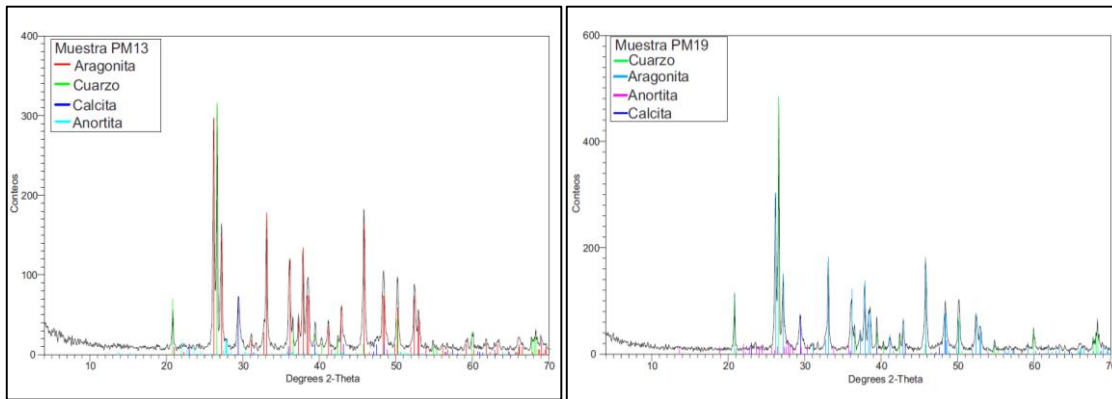


Figura 15.- Difractograma en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM13 y PM19).

9.1.5 GEOQUIMICA

9.1.5.1 ELEMENTOS MAYORES

Respecto a las concentraciones obtenidas de elementos mayores se muestran en las Tablas 4 y 5. Las diferencias significativas están en el contenido de SiO₂ para playa del Bosque (72.87%) respecto a playa Paseo del Mar (11.47%). La composición geoquímica presentó relación con el tamaño de grano, para la playa Paseo del Mar se trata de arenas medias. El contenido de TiO₂ es mayor en granos de arena de tamaño fino (0.34%) respecto a playa Paseo del Mar (0.06%). De manera general la playa Paseo del Mar presenta un alto contenido de calcio derivado de conchas presentes en el sedimento.

Tabla 4.- Concentración de elementos mayores en sedimentos de playa del Bosque

PLAYA DEL BOSQUE (PB)												
Número de estación	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	PPC (%)	Suma (%)
PB1	73.83	0.31	9.56	2.16	0.03	1.93	3.17	2.21	2.48	0.06	4.03	99.79
PB3	71.34	0.45	8.89	2.63	0.04	2.48	4.16	1.82	2.02	0.08	5.88	99.79
PB5	75.06	0.28	9.22	2.02	0.03	1.70	2.81	2.08	2.35	0.05	4.20	99.79
PB7	73.58	0.28	9.39	2.15	0.03	1.71	2.75	2.08	2.50	0.05	5.27	99.79
PB9	76.46	0.26	9.14	1.96	0.03	1.62	2.60	2.08	2.43	0.05	3.17	99.79
PB11	67.26	0.41	11.19	2.94	0.04	2.71	4.31	2.44	2.93	0.08	5.48	99.79
PB13	69.70	0.37	10.95	2.76	0.04	2.35	3.72	2.41	2.94	0.07	4.49	99.79
PB15	72.37	0.36	10.46	2.57	0.03	2.12	3.41	2.31	2.80	0.06	3.30	99.79
PB17	70.05	0.36	10.80	2.66	0.04	2.24	3.55	2.40	2.89	0.07	4.75	99.79
PB19	79.06	0.30	7.74	1.81	0.03	1.45	2.47	1.79	1.89	0.05	3.21	99.79
Promedio (n=10)	72.87	0.34	9.73	2.37	0.03	2.03	3.29	2.16	2.52	0.06	4.38	99.79
Desv. Est	3.49	0.06	1.09	0.39	0.01	0.41	0.64	0.23	0.37	0.01	0.97	0.00
											Prom.	Desv.
CIA	54.85	52.64	56.01	56.17	56.2	53.6	54.72	55.13	55.01	55.72	55.01	1.15
CIW	63.97	59.79	65.34	66.04	66.13	62.41	64.13	64.66	64.51	64.49	64.15	1.87
PIA	56.79	53.47	58.41	58.80	58.89	55.07	56.69	57.27	57.11	57.86	57.04	1.70
ICV	1.28	1.53	1.22	1.22	1.20	1.41	1.33	1.30	1.30	1.25	1.30	0.10
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	7.72	8.02	8.14	7.84	8.37	6.01	6.36	6.92	6.49	10.22	7.61	1.24
K ₂ O / Na ₂ O	1.12	1.11	1.13	1.20	1.17	1.20	1.22	1.21	1.21	1.05	1.16	0.06
Al ₂ O ₃ / Na ₂ O	4.32	4.89	4.43	4.51	4.40	4.59	4.55	4.53	4.51	4.32	4.51	0.16
K ₂ O / Al ₂ O ₃	0.26	0.23	0.25	0.27	0.27	0.26	0.27	0.27	0.27	0.24	0.26	0.01

CIA Índice de alteración química (CIA = $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$; Nesbitt y Young 1982), CIW Índice de intemperismo químico ($[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$; Harnois 1988), PIA Índice de alteración de Plagioclasas ($[\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$; Fedo *et al.* 1995), ICV Índice de variabilidad composicional ($[(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{CaO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3]$; Cox *et al.* 1995), Fe₂O₃* el Fe total expresado como Fe₂O₃.

Tabla 5.- Concentración de elementos mayores de la playa Paseo del Mar

PLAYA PASEO DEL MAR (PM)												
Número de estación	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	PPC (%)	Suma (%)
PM1	4.92	0.03	0.38	0.23	<0.001	0.28	51.68	0.59	0.06	0.03	41.51	99.72
PM3	6.06	0.05	0.07	0.22	<0.001	0.27	51.24	0.58	0.05	0.03	41.16	99.72
PM5	4.29	0.03	0.16	0.22	<0.001	0.31	52.22	0.63	0.05	0.04	41.78	99.72
PM7	8.59	0.04	0.47	0.22	<0.001	0.27	48.82	0.65	0.07	0.03	40.58	99.72
PM9	6.45	0.03	0.21	0.21	<0.001	0.32	50.76	0.77	0.07	0.03	40.87	99.72
PM11	13.73	0.08	0.50	0.29	<0.001	0.31	47.12	0.62	0.12	0.04	36.91	99.72
PM13	12.34	0.09	0.57	0.31	0.00	0.40	47.32	0.69	0.21	0.04	37.76	99.72
PM15	17.90	0.07	0.44	0.28	0.00	0.34	45.36	0.63	0.18	0.04	34.50	99.72
PM17	17.32	0.08	0.52	0.30	0.00	0.35	44.27	0.67	0.20	0.04	35.99	99.72
PM19	23.10	0.16	0.95	0.45	0.00	0.46	41.20	0.72	0.30	0.04	32.34	99.72
Prom (n=10)	11.47	0.06	0.42	0.27	0.00	0.33	48.00	0.66	0.13	0.04	38.34	99.72
Desv. Est	6.45	0.04	0.25	0.07	0.00	0.06	3.63	0.06	0.09	0.00	3.33	0.00
											Prom.	Desv.
CIA	0.72	0.13	0.29	0.93	0.39	1.034	1.16	0.944	1.13	2.189	0.89	0.58
CIW	0.72	0.13	0.29	0.93	0.39	1.036	1.165	0.948	1.135	2.205	0.89	0.59
PIA	0.61	0.04	0.2	0.8	0.25	0.787	0.742	0.57	0.698	1.513	0.62	0.41
ICV	139.1	770.6	338.3	107.4	253.2	97.09	86.6	106.46	88.88	45.81	203.3	218.1
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	12.94	89.06	27.18	18.42	31.29	27.46	21.8	40.68	33.56	24.44	32.68	21.30
K ₂ O / Na ₂ O	0.1	0.08	0.08	0.1	0.1	0.2	0.3	0.28	0.3	0.42	0.20	0.12
Al ₂ O ₃ / Na ₂ O	0.64	0.12	0.25	0.72	0.27	0.81	0.82	0.7	0.77	1.31	0.64	0.35
K ₂ O / Al ₂ O ₃	0.15	0.71	0.32	0.14	0.36	0.24	0.37	0.4	0.39	0.32	0.34	0.16

CIA Índice de alteración química (CIA = $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$; Nesbitt y Young 1982), CIW Índice de intemperismo químico ($[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$; Harnois 1988), PIA Índice de alteración de Plagioclasas ($[Al_2O_3 - K_2O / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$; Fedo *et al.* 1995), ICV Índice de variabilidad composicional ($[(CaO + K_2O + Na_2O + Fe_2O_3^{(t)} + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3]$; Cox *et al.* 1995), Fe₂O₃* el Fe total expresado como Fe₂O₃.

Las playas presentan un tamaño de arena media y fina, los valores de la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (Figura 16) son altos para Paseo del Mar, mientras que para playa del Bosque es similar a los datos que presenta una riolita cercan a la costa mexicana.

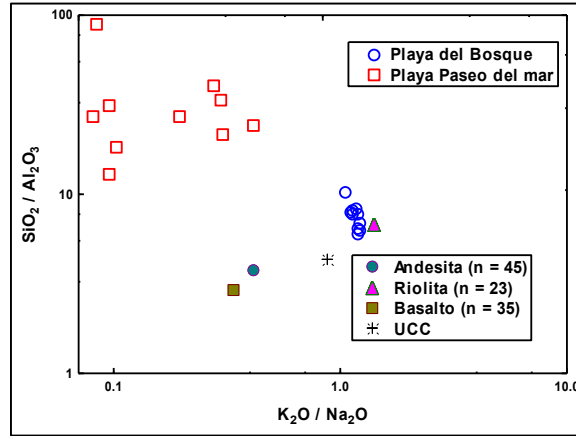


Figura 16.- Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para sedimentos de las playas del Bosque y Paseo del Mar.

La relación de los elementos mayores (Figura 17) para ambas playas normalizadas con la corteza continental superior presenta un máximo para SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O y K_2O .

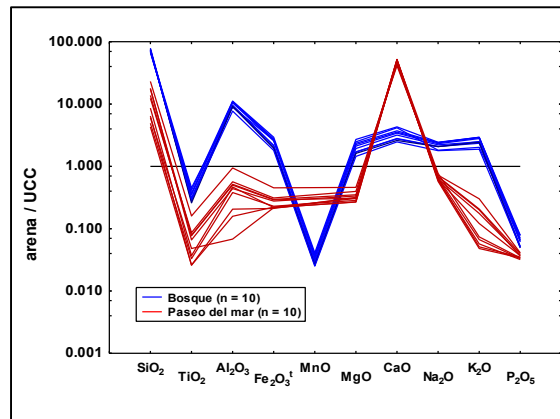


Figura 17.- Elementos mayores de las playas del Bosque y Paseo del Mar, normalizado con UCC (Taylor y McLennan 1985).

9.1.5.2 ELEMENTOS TRAZA

Los resultados (Tabla 6) de elementos trazas se muestran a continuación para la playa del Bosque y Paseo del Mar, las concentraciones presentan similitud entre playas, sin embargo, existe una mayor concentración de cromo y cobre para Paseo del Mar.

Tabla 6.- Concentración de elementos traza en sedimentos de playa del Bosque

Muestra	Playa del Bosque										Sum
	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	
Ba	617.2	363	566.3	509.6	554.1	301.5	914.6	847.4	605.2	569.9	584.9 ± 98.66
Co	11.2	9.09	9.68	8.87	8.88	4.9	17.4	15.8	10.4	10.8	10.7 ± 1.79
Cr	140	135.2	129	145.2	127.7	47.5	326.6	241	64.9	264.7	162.2 ± 44.15
Cs	10.2	7.01	9.73	8.07	9.09	5.3	13.1	13.7	9.6	9.1	9.5 ± 1.26
Cu	20.3	6.12	9.96	7.52	6.41	4.8	13.4	9.4	8.3	7.5	9.4 ± 2.27
Hf	2.03	1.49	1.88	1.99	1.35	1.0	3.03	2.9	1.6	2.1	1.9 ± 0.32
Mo	0.91	0.06	0.10	0.81	0.17	0.06	0.96	0.91	0.2	0.8	0.5 ± 0.21
Nb	7.92	4.36	6.54	6.02	6.17	3.38	10.3	9.06	6.8	7.3	6.8 ± 1.02
Ni	78.7	60.3	70.4	61.9	65.5	37.6	119.3	109.3	78.9	75.7	75.8 ± 11.86
Pb	9.54	7.24	10.1	7.96	9.23	5.12	14.1	13.00	10.1	9.5	9.6 ± 1.30
Rb	68.9	45.1	72.1	60.6	68.7	34.5	98.9	114.1	65.6	63.4	69.2 ± 11.56
Sc	4.18	3.93	4.62	3.60	3.57	1.84	7.6	6.8	3.15	2.7	4.2 ± 0.89
Sn	2.03	1.48	1.79	1.71	1.77	1.25	2.6	2.3	1.98	1.9	1.9 ± 0.19
Sr	213.6	157.1	198.7	156.8	179	104.7	286.7	267.5	197.6	193.9	195.6 ± 26.53
Ta	9.83	10.8	11.6	9.63	11.7	10.7	9.4	9.0	11.4	9.0	10.3 ± 0.53
Th	3.05	4.42	4.30	3.41	3.37	2.21	5.9	5.4	2.1	3.1	3.7 ± 0.63
U	1.35	1.44	1.43	1.14	1.26	0.83	1.8	1.7	1.3	1.3	1.4 ± 0.14
V	47	44.6	46.3	36.1	44.8	20.8	64.9	99.8	46.2	75.1	52.6 ± 11.07
Y	9.84	10.1	11.9	7.89	7.9	5.37	16.5	14.6	7.4	7	9.9 ± 1.77
Zn	39.3	31.9	38.6	27.7	29.8	17.5	50.4	43.9	35.7	36.1	35.1 ± 4.55
Zr	38.6	34.9	49.2	38.8	29.5	19.4	75.9	73.8	39.3	42.6	44.2 ± 8.99
V/Cr	0.336	0.330	0.359	0.249	0.351	0.438	0.199	0.414	0.712	0.284	0.4 ± 0.07
Ni / Co	7.027	6.634	7.273	6.979	7.376	7.673	6.856	6.918	7.587	7.009	7.1 ± 0.17
Cu/ Zn	0.517	0.192	0.258	0.271	0.215	0.274	0.266	0.214	0.232	0.208	0.3 ± 0.05
U _{au}	0.333	-0.03	0.00	0.003	0.137	0.093	-0.16	-0.10	0.600	0.267	0.1 ± 0.12

Las unidades son ppm. Uranio autigénico U_{au}= Total U – Th/3

Dentro de las concentraciones de elementos traza aquellos con valores elevados en playa del Bosque son Ba con intervalos de 301.5-914.6 ppm seguidos de Sr, Cr, Ni, Rb, Zn y Zr; mientras que los elementos empobrecidos son Mo, U, Sn y Hf. Las concentraciones de elementos traza mostradas en la Tabla 7 para Paseo del Mar presenta similar enriquecimiento de Ba (136.9-539.1 ppm) y los elementos que presentan bajas concentraciones son Mo, Co, Sc y Th.

Tabla 7.- Concentración de elementos traza en sedimentos de playa Paseo del Mar.

Playa Paseo del Mar											
Muestra	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	Sum
Ba	244.4	136.9	181.7	196.8	388.8	263.7	309.9	343.9	179.5	539.1	278.5 ± 60.70
Co	1.76	1.77	1.66	1.43	1.43	2.68	2.11	1.36	0.93	5.80	2.1 ± 0.69
Cr	106.2	452.7	68.6	71.2	164.9	823.5	671.2	526.5	176.6	224.9	328.6 ± 135.5
Cs	7.61	4.72	5.25	6.81	10.7	8.49	8.34	6.37	4.60	10.31	7.3 ± 1.09
Cu	11.2	7.27	10.36	6.60	8.24	98.1	137.2	110.0	88.1	146.6	62.4 ± 29.49
Hf	1.26	2.36	1.13	1.63	1.73	2.77	1.28	1.55	0.81	1.99	1.7 ± 0.30
Mo	0.22	0.71	0.60	0.76	0.83	0.75	0.03	0.75	0.01	0.72	0.5 ± 0.16
Nb	4.00	3.89	2.49	3.28	3.03	5.87	1.01	3.55	1.85	7.67	3.7 ± 0.97
Ni	11.2	7.27	10.36	6.60	8.24	10.1	11.8	10.5	6.6	67	15.0 ± 9.19
Pb	7.79	4.43	6.45	5.88	12.08	7.49	7.89	4.82	4.81	8.38	7.0 ± 1.15
Rb	23.9	16.1	23.1	20.1	40.94	25.9	31.3	27.1	18	44.4	27.1 ± 4.68
Sc	0.73	0.86	0.66	0.72	0.95	1.41	1.19	1.29	0.26	3.96	1.2 ± 0.52
Sn	12.2	6.16	10.5	7.92	15.2	10.1	2.56	7.60	4.88	1.68	7.9 ± 2.13
Sr	270	164.5	513.9	144.9	131.2	75.4	84.1	53.4	48	181.1	166.7 ± 69.77
Ta	11.4	8.89	6.34	9.51	9.40	9.62	11.04	9.41	11.23	9.00	9.6 ± 0.74
Th	1.59	1.35	0.95	1.32	1.50	1.98	1.72	1.58	0.93	3.11	1.6 ± 0.31
U	0.80	0.70	0.60	0.69	0.76	0.86	0.85	0.78	0.57	1.22	0.8 ± 0.09
V	15.2	26.2	10.7	10.9	50.2	18.8	18.4	17.9	12.5	57	23.8 ± 8.22
Y	3.07	2.73	2.11	2.50	3.13	4.47	4.22	2.62	1.99	10.36	3.7 ± 1.24
Zn	17.4	14.9	11.9	12	18.7	18.7	25.8	11.9	10.3	33.5	17.5 ± 3.65
Zr	29.4	57.6	18.9	26.2	30.1	66.8	28.5	32.4	12.8	37.2	34.0 ± 8.25
V/Cr	0.143	0.058	0.156	0.153	0.304	0.023	0.027	0.033	0.071	0.253	0.1 ± 0.05
Ni/Co	6.364	4.107	6.241	4.615	5.762	3.769	5.592	7.72	7.097	11.55	6.3 ± 1.12
Cu/Zn	0.644	0.488	0.871	0.550	0.441	5.246	5.318	9.243	8.553	4.376	3.6 ± 1.73
U _{au}	0.270	0.250	0.283	0.250	0.260	0.200	0.277	0.260	0.260	0.183	0.2 ± 0.02

Las unidades son ppm. Uranio autigénico U_{au} = Total U – Th/3

La composición en cada playa puede ofrecernos el identificar ciertos minerales que caractericen la roca fuente de los sedimentos (Bhatia y Crook, 1986). Un ejemplo es la relación de Zr/Sc que nos indica la abundancia relativa de circones, para Bosque y Paseo del Mar se obtuvo lo siguiente 8.2-15.7 y 9.3-66.9, respectivamente presentando una mayor concentración Paseo del Mar. La Figura 18 muestra la relación Zr/Sc versus SiO₂ que nos indica el reciclamiento y clasificación selectiva para ambas playas (Cingolani et al., 2003).

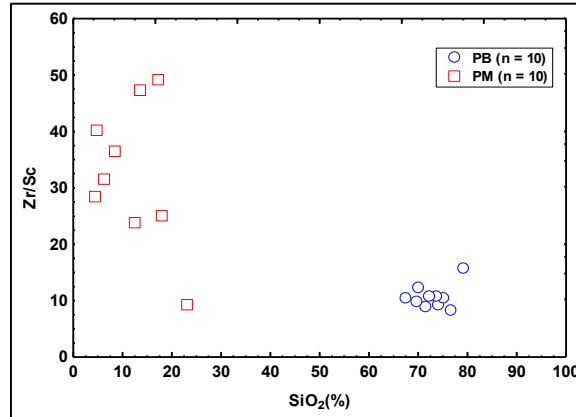


Figura 18.- Diagrama de SiO₂ versus Zr/Sc para sedimentos de playa del Bosque (PB) y Paseo del Mar (PM).

Th y Sc son elementos utilizados como referencia de incompatibilidad y compatibilidad respectivamente para sistemas ígneos (McLennan et al., 1993). La relación entre los mismos muestra el grado de diferenciación ígnea. Los resultados de las playas indican aporte de rocas ígneas. Mientras que las concentraciones de Cr y Ni en sedimentos siliciclásticos se han utilizado como un indicador en estudios de procedencia (Nagarajan et al., 2007). Al normalizar los elementos traza con la corteza continental superior (Figura 19) existe un ligero enriquecimiento de Cr, Ni, y Ba para bosque mientras que únicamente de Cu y Cr para paseo del mar. Wrafter y Graham (1989) indicaron que altas concentraciones Cr y Ni se asocian a sedimentos derivados de rocas máficas o minerales máficos. La presencia de altas concentraciones de Sr y Ba pueden deberse a su incorporación en plagioclasas y feldespatos potásicos (Gonneea y Paytan, 2006).

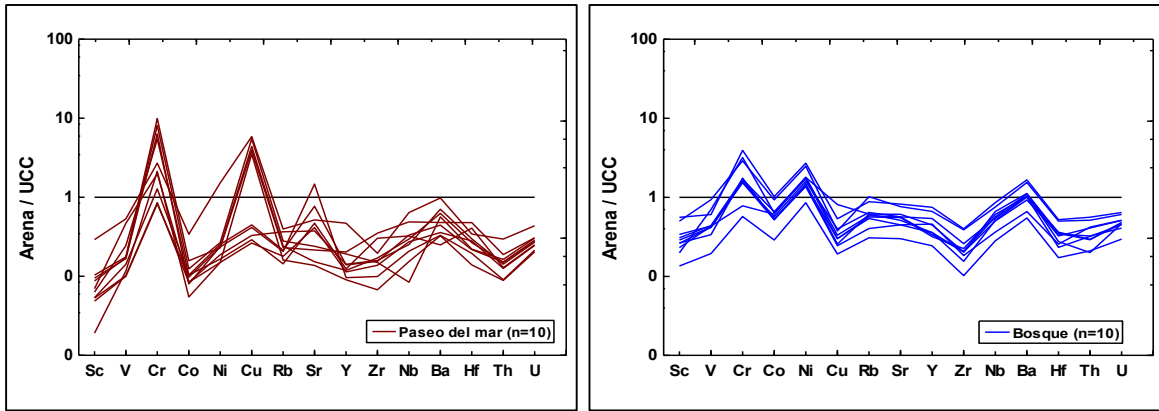


Figura 19.- Patrones de elementos traza de sedimentos de playa Paseo del Mar (Izquierda) y playa del Bosque (PB) normalizados con UCC (Taylor y McLennan 1985).

Se empleó el diagrama ternario Ni-Th*10-V (Figura 20) con el fin de conocer la roca fuente, los sedimentos mostraron una posible fuente de tipo rocas intermedias.

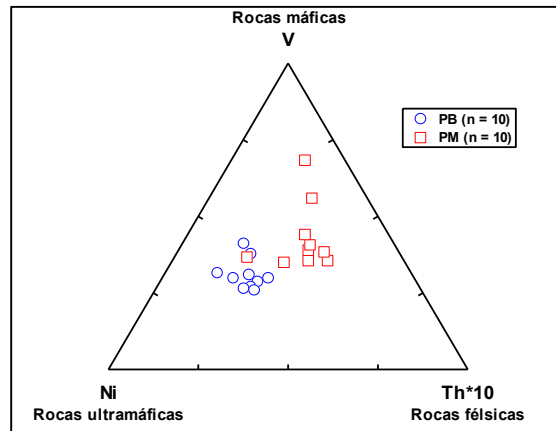


Figura 20.- Diagrama ternario de sedimentos de la playa del Bosque (PB) y Paseo del Mar (PM).

Respecto al intemperismo que presentan las muestras se utilizó la relación Th/U, para las rocas de la corteza continental superior los valores se encuentran en un intervalo de 3.5-4.0 (McLennan et al., 1993). Los resultados son 1.6-3.1 para Bosque y 1.5-2.5 para Paseo del Mar. Estos valores indican la intensidad de intemperismo en el área fuente.

9.1.5.4 ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS

Las concentraciones de tierras raras en las dos playas se presentan en las Tablas 8 y 9. Los patrones de tierras raras, así como la anomalía de europio son herramientas para conocer la procedencia de los sedimentos (Cullers et al., 1997). Se observó una mayor concentración en tierras raras ligeras, aunque las concentraciones son menores para Paseo del Mar. La anomalía de europio presenta valores positivos en ambos casos entre 2.062 a 0.381.

Tabla 8.- Concentración de tierras raras en sedimentos para playa del Bosque.

Playa del Bosque											
Muestra	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	Sum
La	13.7	14.55	15.75	12.08	12.07	7.15	23.85	21.18	8.57	10.87	14 ± 2.61
Ce	27.4	29.26	32.29	21.62	24.99	14.46	41.63	39.24	18.78	21.43	27.1 ± 4.37
Pr	3.45	3.34	3.68	2.92	2.79	1.66	5.80	5.06	2.04	2.62	3.3 ± 0.64
Nd	12.5	13.57	14.98	10.46	11.45	7.15	21.40	18.68	8.76	9.31	12.8 ± 2.25
Sm	2.90	2.88	3.18	2.43	2.50	1.68	4.43	3.91	2.07	2.19	2.8 ± 0.43
Eu	1.26	0.61	0.76	1.12	0.62	0.35	1.67	1.53	0.52	1.03	0.9 ± 0.23
Gd	2.95	3.12	3.48	2.51	2.76	1.92	4.47	3.97	2.37	2.25	3.0 ± 0.40
Tb	0.72	0.42	0.47	0.65	0.35	0.25	0.91	0.83	0.31	0.60	0.6 ± 0.12
Dy	2.58	2.12	2.42	2.22	1.72	1.19	3.71	3.33	1.60	2.05	2.3 ± 0.39
Ho	0.74	0.45	0.51	0.67	0.37	0.27	0.95	0.87	0.35	0.62	0.6 ± 0.12
Er	1.61	1.19	1.35	1.39	0.93	0.62	2.26	2.04	0.90	1.29	1.4 ± 0.26
Tm	0.62	0.21	0.23	0.59	0.18	0.13	0.69	0.65	0.17	0.55	0.4 ± 0.12
Yb	1.63	1.23	1.38	1.43	1.00	0.70	2.19	2.02	1.00	1.35	1.4 ± 0.23
Lu	0.61	0.28	0.31	0.58	0.26	0.20	0.67	0.65	0.26	0.55	0.4 ± 0.10
LREE	60.2	63.60	69.88	49.51	53.80	32.10	97.11	88.07	40.22	46.42	60.1 ± 10.25
HREE	11.5	9.020	10.15	10.04	7.570	5.280	15.85	14.36	6.960	9.260	10.0 ± 1.62
Eu/Eu*	1.31	0.622	0.698	1.381	0.722	0.597	1.141	1.181	0.719	1.413	1.0 ± 0.17

LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm; HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu

$$Eu/Eu^* = Eu_{CN} / [(Sm_{CN}) * (Gd_{CN})]^{1/2}.$$

Tabla 9.- Concentración de tierras raras en sedimentos de playa Paseo del Mar.

Playa Paseo del Mar											
Muestra	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	Sum
La	5.40	4.28	3.24	3.91	4.65	7.90	6.92	4.36	3.04	15.50	5.9 ± 1.85
Ce	10.4	8.02	5.93	7.32	8.37	15.5	13.4	8.84	6.37	26.40	11.1 ± 3.10
Pr	1.14	1.22	0.93	1.15	1.32	2.01	1.55	1.63	0.63	3.51	1.5 ± 0.40
Nd	5.09	3.87	3.03	3.57	4.24	6.79	6.62	3.95	3.26	13.17	5.4 ± 1.52
Sm	1.25	1.12	0.87	1.10	1.24	1.63	1.57	1.38	0.94	2.69	1.4 ± 0.26
Eu	0.23	0.67	0.53	0.72	0.84	0.85	0.37	0.90	0.13	0.73	0.6 ± 0.14
Gd	1.48	1.11	0.86	1.11	1.24	1.62	1.75	1.41	1.15	2.65	1.4 ± 0.25
Tb	0.18	0.45	0.33	0.46	0.48	0.53	0.25	0.53	0.14	0.37	0.4 ± 0.07
Dy	0.76	1.18	0.88	1.19	1.30	1.56	1.01	1.32	0.57	2.05	1.2 ± 0.21
Ho	0.19	0.46	0.33	0.47	0.49	0.55	0.27	0.54	0.15	0.41	0.4 ± 0.05
Er	0.37	0.80	0.58	0.80	0.86	1.02	0.53	0.88	0.26	1.25	0.7 ± 0.15
Tm	0.10	0.49	0.35	0.51	0.52	0.54	0.16	0.54	0.08	0.55	0.4 ± 0.1
Yb	0.49	0.90	0.63	0.89	0.97	1.13	0.64	0.94	0.37	1.20	0.8 ± 0.14
Lu	0.18	0.48	0.34	0.51	0.52	0.54	0.24	0.53	0.16	0.56	0.4 ± 0.08
LREE	23.32	18.50	14.00	17.04	19.81	33.82	30.08	19.17	14.23	61.26	25.1 ± 7.12
HREE	3.736	5.864	4.299	5.946	6.395	7.487	4.840	5.983	2.879	9.046	5.6 ± 0.9
Eu/Eu*	0.520	1.820	1.844	1.997	2.062	1.594	0.678	1.889	0.381	0.826	1.4 ± 0.34

LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm; HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu

$$Eu/Eu^* = Eu_{CN} / [(Sm_{CN}) * (Gd_{CN})]^{1/2}.$$

Al normalizar los datos con Condrita (Figura 21) se observa el enriquecimiento de tierras ligeras, las anomalías de europio presentan rangos de 0.59-1.41 para Bosque y 0.38-2.06 para Paseo del Mar. La presencia de anomalía negativa y positiva indica combinación de rocas félsicas e intermedias, lo anterior también fue observado en las concentraciones de metales traza. Los patrones de tierras raras para Bosque presentan un comportamiento similar, sin embargo, Paseo del Mar se encuentra empobrecido. En ambas playas las rocas intermedias son su posible fuente.

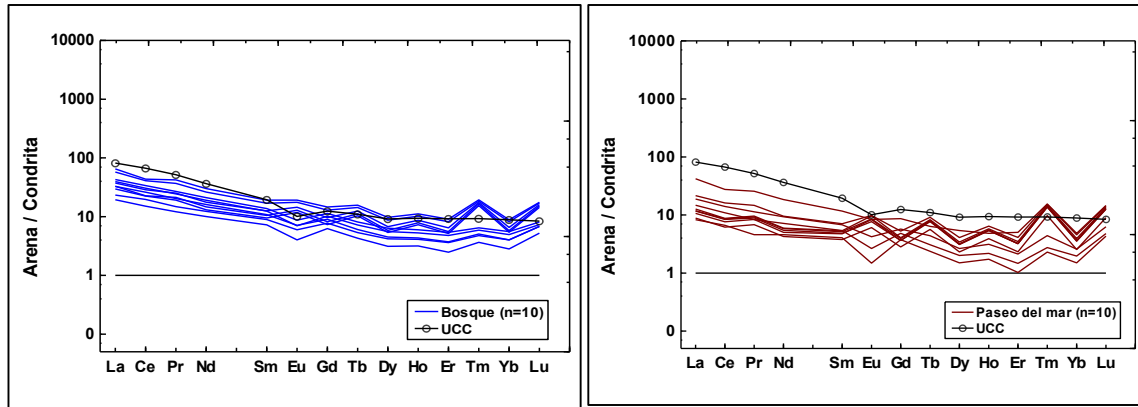


Figura 21.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa del Bosque y Paseo del Mar normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).

El diagrama de La/Th versus Hf (Figura 22) se utilizó para inferir procedencia (Floyd y Leveridge, 1987) y los resultados arrojaron mezcla de fuentes andesítica, félsica y básica.

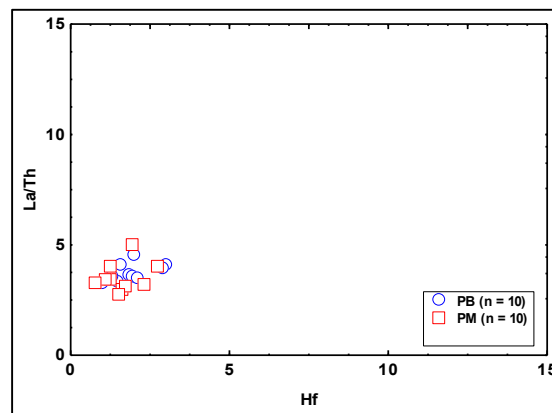


Figura 22.- Diagrama Hf versus La/Th para sedimentos de playa del Bosque (PB) y Paseo del Mar (PM).

9.1.6 DATACIÓN POR U-Pb DE CIRCONES DETRÍTICOS

Entre los circones de playa del Bosque (PB7 y PB19) > 95% muestra una zonificación de crecimiento que indica un origen ígneo o magmático. Además, el 70% de los circones tienen una forma sub-redondeada o sub-angular. La distribución de circones redondeados son aproximadamente 30% en PB7 y 5% en PB19. Por otro lado, en la playa Paseo del Mar, los circones de PM13 y PM19 muestran 95% y 100% zonificación de crecimiento, respectivamente. Las imágenes CL indican que los circones PB19 están ligeramente alargados en comparación con los circones de otras muestras (Figura 23).

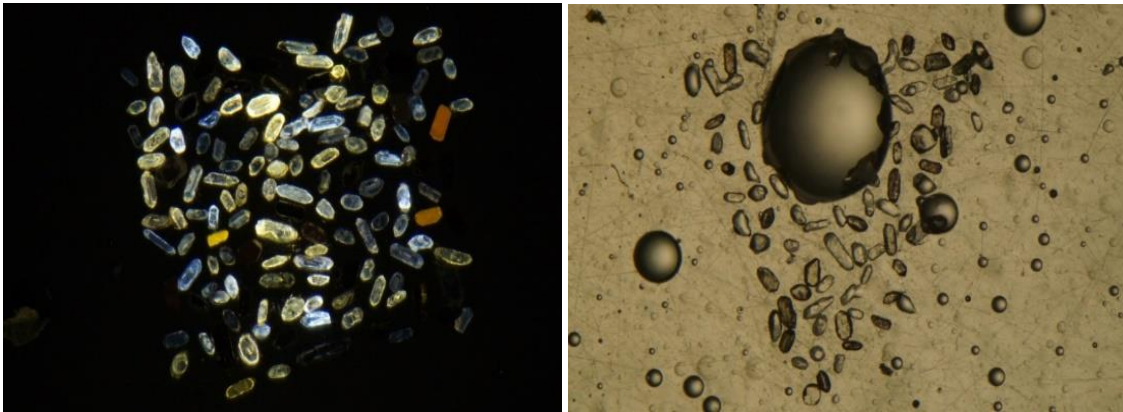


Figura 23.- Morfología de circones en sedimentos de playa del Bosque (PB).

Para conocer de dónde provienen los sedimentos, se separaron 200 circones para datación a través del método U-Pb en cada playa. Lo que se obtuvo fueron edades que varían desde 0.1 Ma hasta 3500 Ma. Al realizar las concordias para las muestras (Figura 24) con los datos obtenidos podemos observar que la mayoría caen en la concordia. El error de cada resultado se observa en el tamaño de las elipses. Las concordias corresponden a las muestras PB19 y PB7 respectivamente.

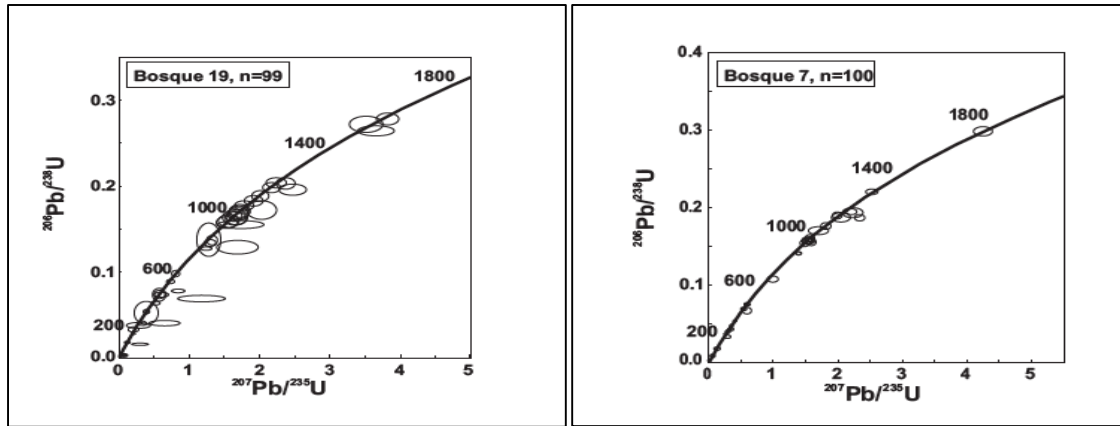


Figura 24.- Concordia de circones en sedimentos de playa del Bosque (PB19 y PB7).

Con ayuda de los histogramas se pudo conocer la probabilidad de las edades obtenidas (Figura 25), existen un máximo en 250-500 Ma que abarca el Paleozoico y otro en 1000 Ma que representa al Proterozoico en ambos histogramas.

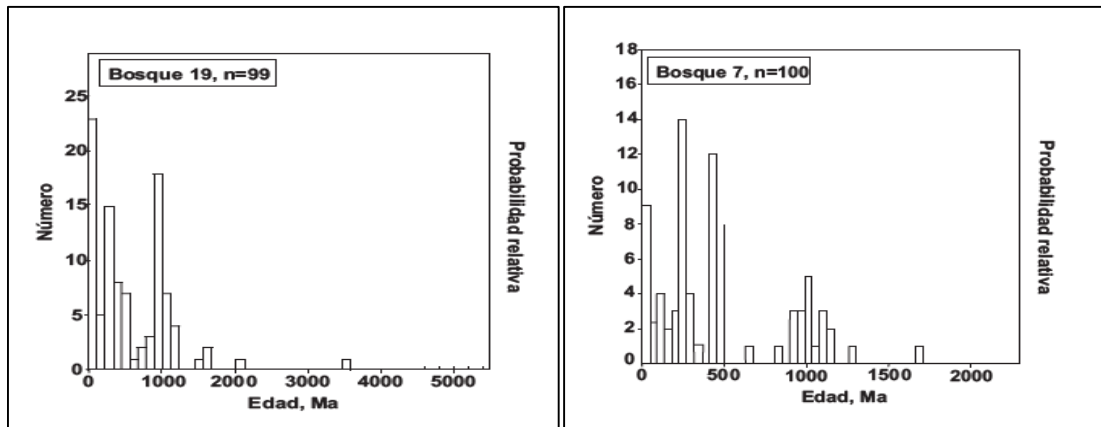


Figura 25.- Histograma de circones en sedimentos de playa del Bosque (PB19 y PB7).

¿Cuáles podrían ser las fuentes de estos circones?, ¿Existe información sobre dataciones cercanas a nuestra área de estudio? Por lo anterior se buscaron diversos estudios de datación de terrenos tectónico estratigráficos cercanos a GM-Sur al ser considerados fuentes potenciales de sedimentos con el fin de hacer una comparación con nuestros datos (Figura 38). El primero es el complejo metamórfico Chuacús, localizado en Guatemala central entre la zona de falla entre Polochic y Motagua, que presenta tres eventos principales: magmatismo ordovícico, magmatismo y metamorfismo

Triásico y Cretácico tardío (Solari et al., 2011).

El segundo se refiere a la Formación Santa Rosa que está integrado por un grupo de rocas sedimentarias que se correlaciona con el grupo Santa Rosa de Guatemala y Belice. Los circones analizados en esta formación se obtuvieron de areniscas, la edad de la población más joven es de edad silúrica ~420 Ma, la mayoría de los circones pertenecen al ciclo orogénico Pan-Africano-Brasiliano 500-700 Ma, poblaciones menores ~820 Ma, Grenvilliano 1.0-1.3 Ga, Meso Proterozoico 1.4-1.6 Ga, Proterozoico 1.8-2.2 Ma y Arqueano 2.7-3.1 Ga (Weber et al., 2006). La tercera es la Formación Santa Rosa Inferior en el estado de Chiapas, los grupos con edades más jóvenes se encuentran en el intervalo de 341 y 331 Ma y en este estudio se puede observar que las edades de la formación Santa Rosa inferior y superior son similares indicando una secuencia continua (Weber et al., 2009). La cuarta zona se refiere a la sección norte de Chiapas que son rocas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno, las rocas sedimentarias del Cenozoico que se encuentran fuertemente influenciadas por el macizo de Chiapas (Witt et al., 2012). Finalmente tenemos el terreno Cuicateco que se encuentra entre Matías Romero y Juchitán, Oaxaca, que está constituido por un bajo grado metamórfico de una secuencia vulcano sedimentaria, la datación de los circones pertenecientes a un anfíbol indica una edad de 65.7 ± 1.2 Ma mientras que en Todos Santos 228 Ma indicando el Triásico Medio-Superior, los datos geo cronológicos, estructurales y petrográficos sugieren un proceso de vulcanismo máfico y sedimentación en una cuenca oceánica y una relación cercana con procesos de subducción durante el cretácico tardío para este terreno (Pérez-Gutiérrez et al., 2009). En la Figura 38 se muestran los puntos en donde se realizaron las dataciones de circones comparado con nuestra área de estudio. Tomando en cuenta la información disponible podríamos sugerir que la playa del Bosque estaría recibiendo aportes en el siguiente orden: Complejo Macizo de Chiapas, Terreno Chuacús principalmente, en menor proporción el terreno Cuicateco.

En el siguiente mapa (Figura 26) se observan los terrenos estratigráficos que pueden considerarse en el área de estudio como fuente de los sedimentos en la zona costera y mar profundo.

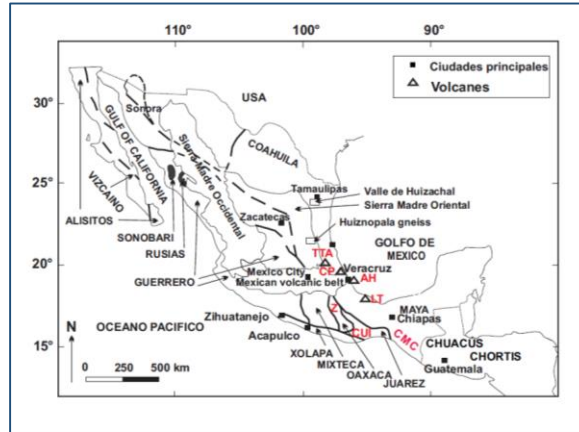


Figura 26.- Terrenos de México (Campa y Coney 1983).

Otro dato importante que se obtuvo de los circones es la concentración de tierras raras (Figura 27), estos datos se dividieron de acuerdo a su era y periodo. Posteriormente se normalizaron respecto a Condrita para ser graficados los datos. Primero se muestran los gráficos de playa del Bosque (PB7).

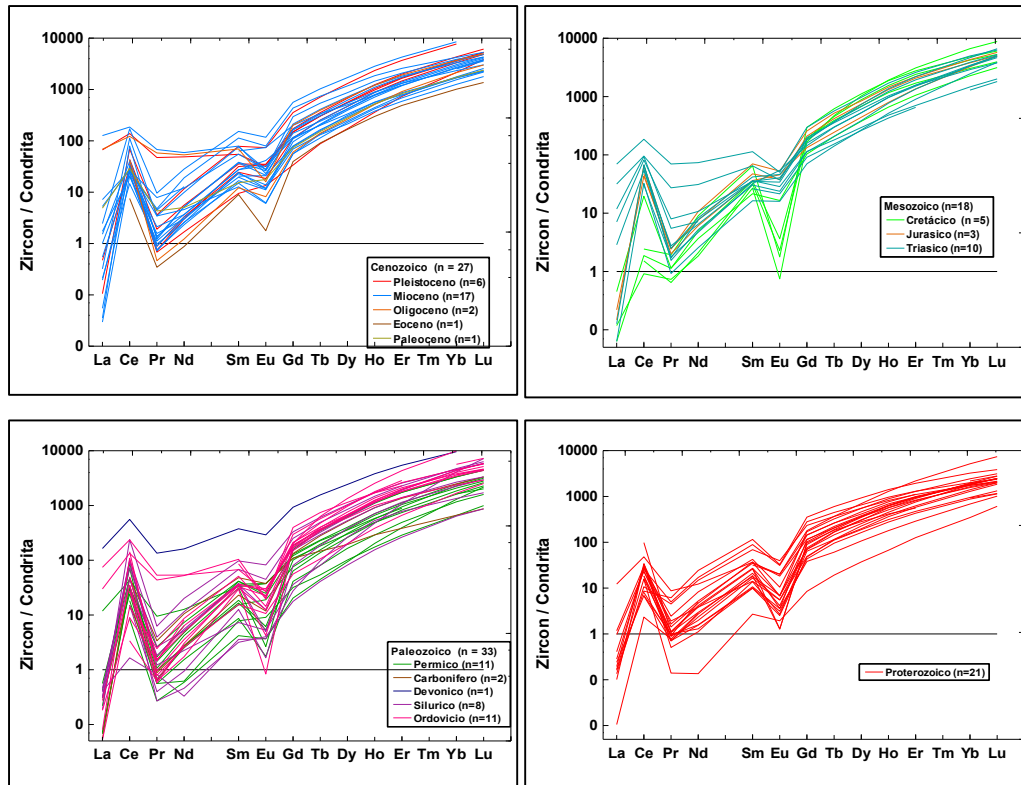


Figura 27.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa del Bosque (PB7) normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).

Los resultados para la muestra PB19 referente a cada era se muestran en la Figura 28

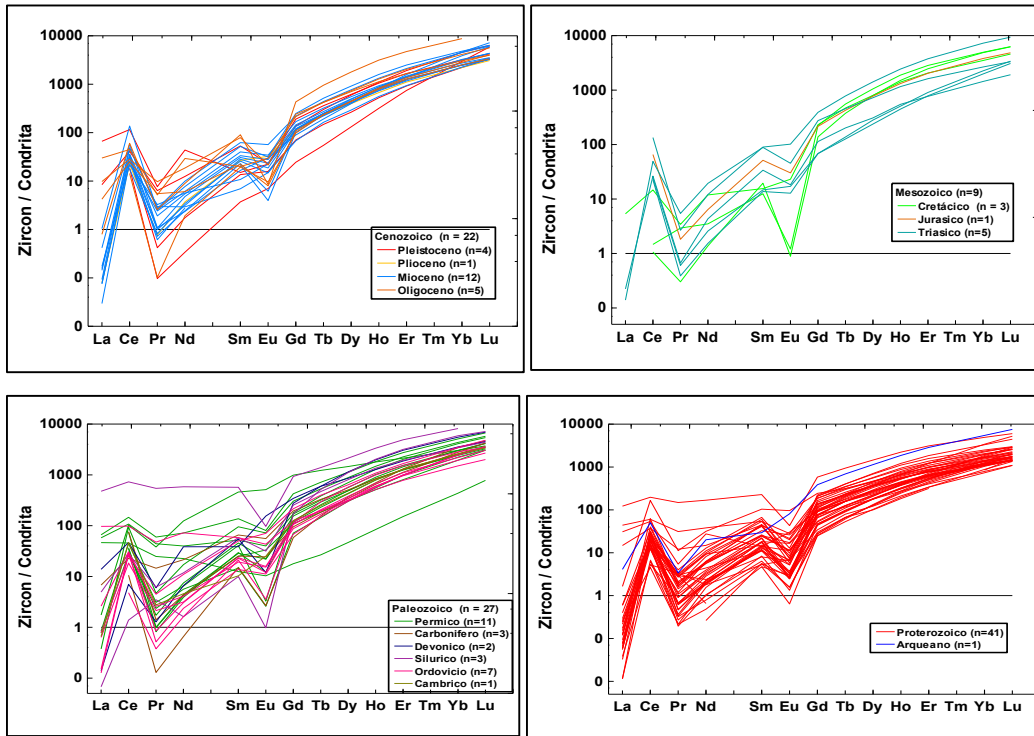


Figura 28.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa del Bosque (PB19) normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).

Para todas las Eras se observa un enriquecimiento de las tierras raras pesadas. En el Cenozoico existe una anomalía de cerio positiva y la anomalía negativa de europio, en el Mioceno se observa un mayor empobrecimiento de Lantano. En el Mesozoico durante el periodo Cretácico la anomalía de europio es más pronunciada comparada con el Jurásico y Triásico, mientras que la anomalía de cerio es menor. Para el Paleozoico se observa la misma tendencia sin embargo en una muestra del periodo Silúrico las concentraciones de tierras raras ligeras y pesadas no presentan diferencias. Finalmente tenemos la era del Proterozoico en donde los patrones presentan anomalía positiva de cerio y negativa de europio.

La morfología de los circones para Paseo del Mar se aprecia en la Figura 29 y los datos de las edades se muestran con una menor desviación respecto a Bosque, esto se puede observar en las concordias de Paseo del Mar (Figura 30) ya que la dimensión de las elipses es pequeña comparado con Bosque y caen en su mayoría en la concordia. Las muestras analizadas con PM13 y PM19.

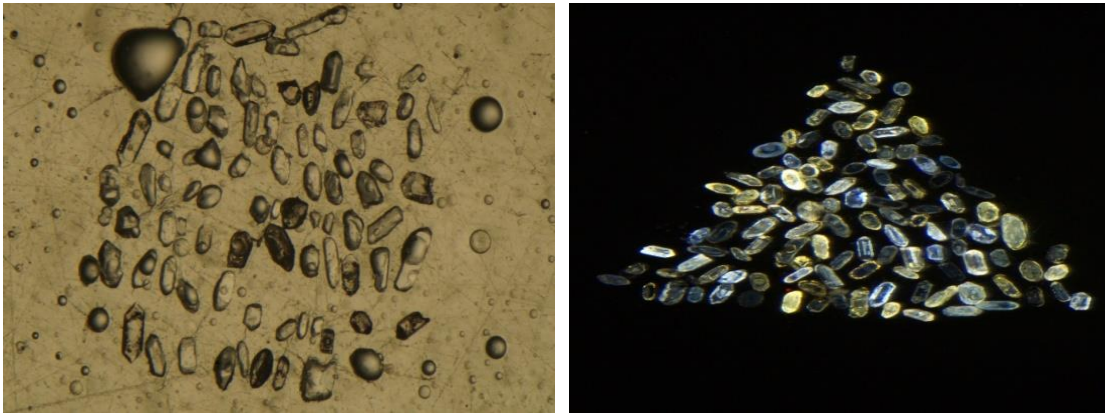


Figura 29.- Morfología de los circones en sedimentos de playa Paseo del Mar.

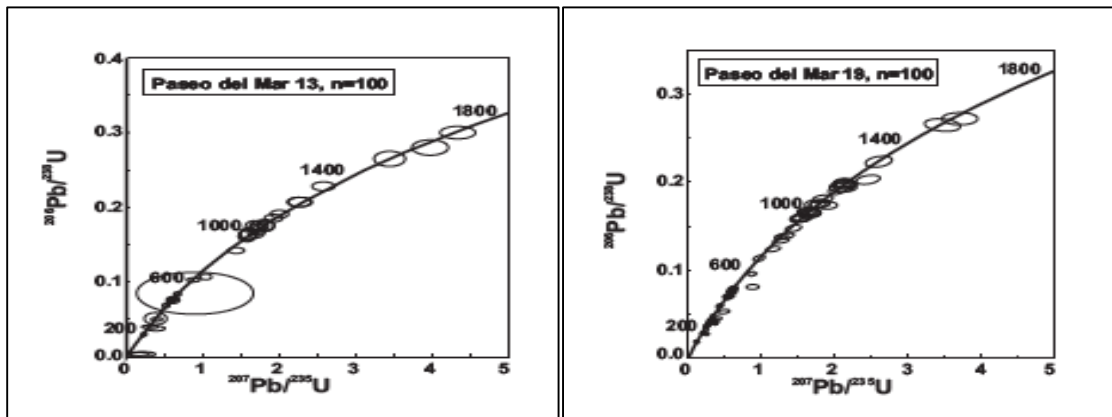


Figura 30.- Concordia en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM13 y PM19).

Al obtener los histogramas (Figura 31) para analizar los grupos de edades para PM13, se denota que existe una mayor heterogeneidad de edades, el máximo se observa cercano a 10 Ma seguido de 250 Ma, 500 Ma, 1000 Ma, en menor proporción 1500 y 1750 siendo este último la edad más antigua. Para PM19 el primer grupo tiene 10 Ma, el segundo es de 250-500 Ma y finalmente se tiene de 1000-1500 Ma con poblaciones de 5 circones.

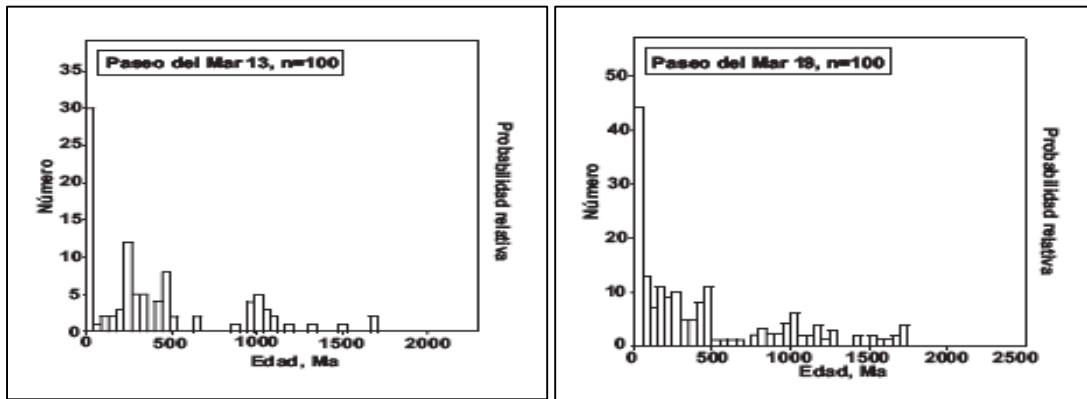


Figura 31.- Histograma de circones en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM13 y PM19).

Al analizar las posibles fuentes de esta playa, existe una influencia de la cuenca que drena hacia el Golfo de México y en ambos casos se refiere a la cuenca Grijalva-Usumacinta. Las poblaciones de circones corresponderían al terreno Cuicateco, existen dataciones muy recientes que corresponden al Campo Volcánico de Los Tuxtles que, si bien no se localizan dentro de los límites de la cuenca del río, podría sugerir un transporte eólico.

En relación a los patrones de tierras raras en circones de playa Paseo del Mar (Figura 32) que corresponde a la muestra PM13 se muestran los patrones de tierras raras ya normalizados con Condrita.

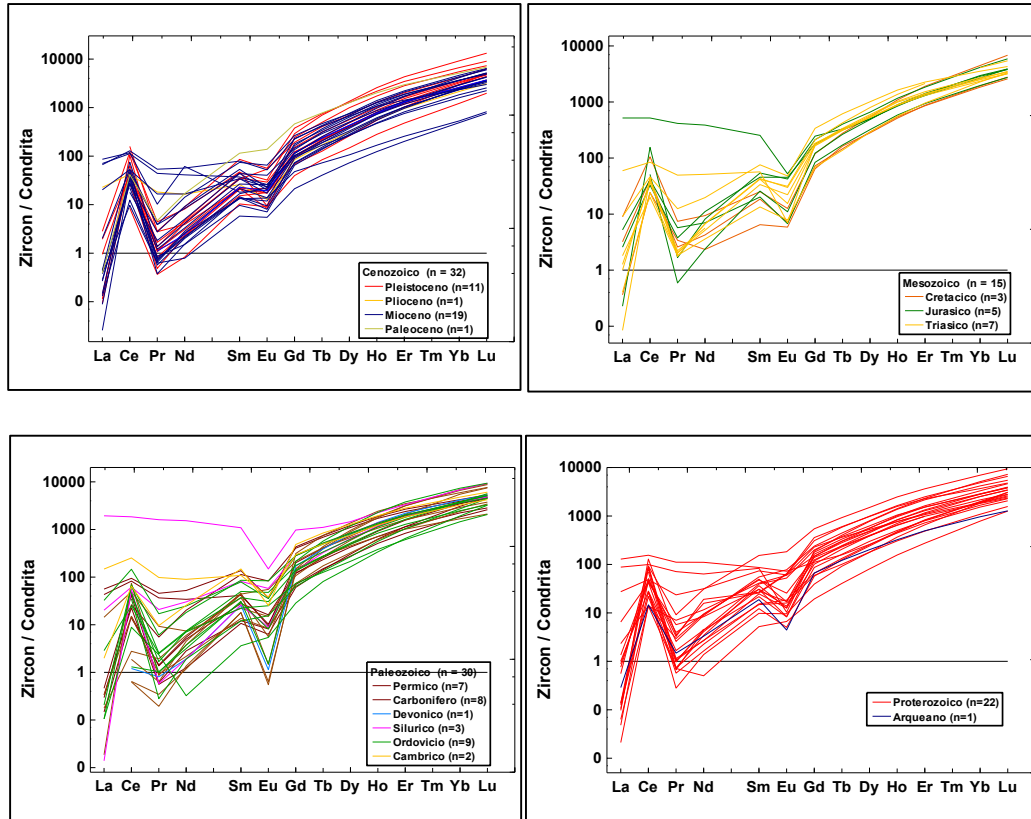


Figura 32.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM13) normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).

Los resultados respecto a la muestra PM19 (Figura 33), se exponen a continuación.

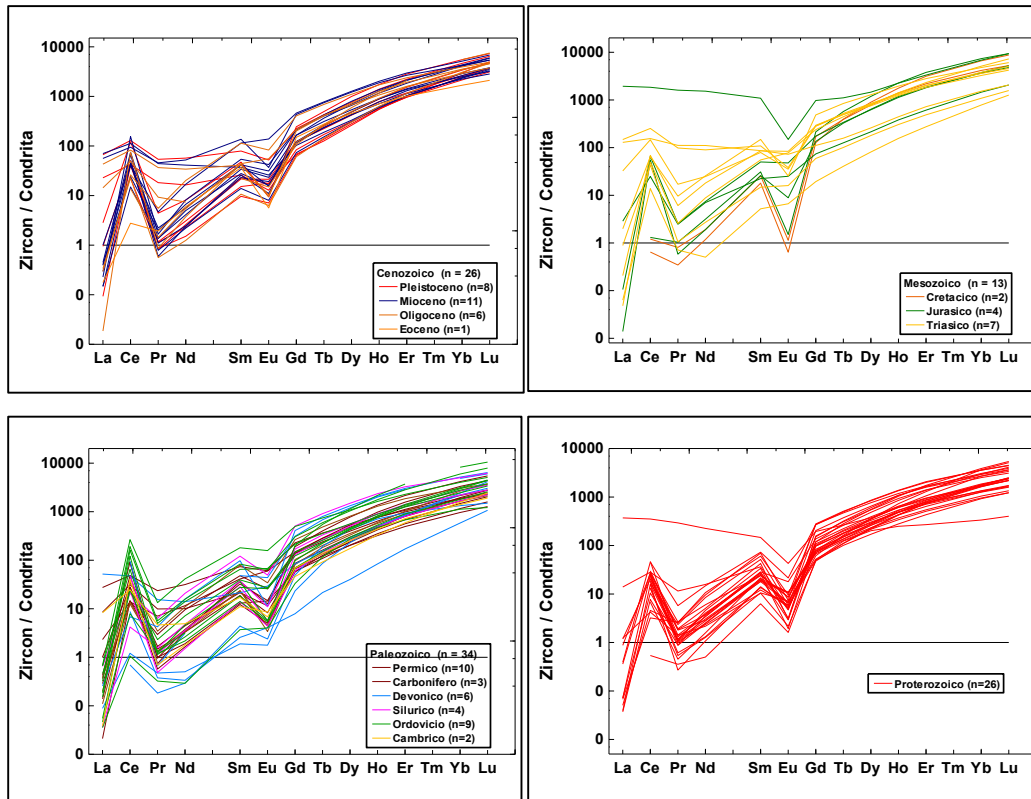


Figura 33.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa Paseo del Mar (PM19) normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).

En primer lugar, podemos señalar un mayor contenido de circones en el Cenozoico y Paleozoico, enriquecimiento de tierras raras pesadas con respecto a las ligeras, la anomalía positiva de cerio y la anomalía negativa de europio. Para el Cenozoico la anomalía de europio es poco pronunciada y mientras que en el plioceno no existe. En el Mesozoico nuevamente existe la anomalía de europio en el Cretácico y la falta de la anomalía de cerio. Para el Paleozoico se observa la misma tendencia de los periodos, aunque la anomalía de europio se presenta mayor que en el Cenozoico, finalmente el Proterozoico presenta las mismas anomalías con un mayor pronunciamiento.

9.1.6.1 MICROTERTURAS EN CUARZOS Y CIRCONES

Según Pupin, 1980; Strand e Immonen, 2010 y Gärtner et al., 2013 la morfología de los granos, especialmente en los sedimentos, es indicativo de la distancia y el medio de transporte. En la Tabla 10 se colocó de manera general las microtexturas en cuarzos y circones. Los granos de cuarzo para las playas Bosque y Paseo del Mar son poco redondeados. Aunque los circones para Paseo del Mar muestran diferencias con respecto a Bosque, Paseo del Mar tiene circones muy redondeados mientras que Bosque tiene hábito cristalino prismático derivado de la relación ancho/largo, la elongación en Paseo del Mar es menor (Mitterer, 2001).

Granos de cuarzo en Paseo del Mar y Bosque

Las características superficiales de los granos son muy importantes (Figura 34 y 35) debido a la información que pueden dar sobre su procedencia.

Origen mecánico

Las microtexturas mecánicas están relacionadas con el tipo de transporte, la distancia entre la roca de origen, zona de depósito y medio de transporte (Madhavaraju et al., 2009; Li et al., 2020). La principal microtextura observada en Paseo del Mar son las crestas serpenteantes (Figura 34 G y Figura 35 A, F). Este se ubica en el borde del grano y se forma por la colisión de dos o más granos. La segunda microtextura es la abrasión (Figura 34 D, E, H y Figura 35 D) que se caracteriza por grietas y dislocaciones en la capa superficial con dimensiones <3 nm debido a colisiones energéticas por transporte eólico o glacial. Las ranuras curvas y las estrías paralelas se muestran en la Figura 34 C y la Figura 35 B, que se generan por la acción de las olas.

Las marcas en forma de V están conformadas por fracturas de forma triangular con tamaño y profundidad variable (Figura 34), formadas por impactos entre colisión de granos. Los ambientes que representan son el transporte glaciofluvial y aluvial y fluvial y subacuático (Kleesment, 2009; Longhinos, 2009; Madhavaraju et al., 2009).

Chattermarks (Figura 34) son una serie de surcos dispuestos linealmente, rectos a ligeramente curvados en las superficies de los granos (Armstrong-Altrin y Nathally-Pineda, 2014; Armstrong et al., 2015). Los senderos individuales están orientados aleatoriamente a través de la superficie del grano

y las hendiduras pueden ser profundas (<5 μm) a poco profundas con longitudes de sendero que varían de 1 a 50 μm (Figura 34). Se localizan en ambientes glaciares regularmente, pero se han reportado algunas en granos litorales, fluviales y eólicos, ya que estos ambientes también contienen suficiente energía para generar la abrasión mecánica inicial (Le Ribault, 1977, Mahaney y Kalm, 2000). Por lo general, existen diferencias en las marcas de vibración que se originan en ambientes subacuáticos (menos profundos <1 μm) y glaciares (más profundos ~ 5 μm). Cabe señalar que playa del Bosque presenta tres microtexturas principales: estrías paralelas, fracturas concoidales (Figura 35 C, H) y crestas serpenteantes (Figura 34 A, F, I, J). Las crestas serpenteantes son características en un entorno eólico.

Origen químico

Las microtexturas químicas identificadas en Paseo del Mar con respecto a Bosque tienen mayor frecuencia. Las principales características son hoyos de disolución pertenecientes a ambientes glaciofluviales y zonas intermareales (Figura 34 A, B, F y Figura 35 E, G). Los sobrecrecimientos de cristales diferencian la evolución de los granos liberados de las rocas y la precipitación in situ (Figura 34 A, F). Finalmente, los glóbulos de sílice se relacionan con un mayor grado de evolución del grano y solo se presentan en Paseo del Mar. Los glóbulos de sílice se forman generalmente en los granos de cuarzo durante la post-deposición / diagénesis en las superficies rotas (Madhavaraju et al., 2004). Estos pueden crecer al mismo tiempo y llegar a formar flores de sílice (Le Ribault, 1975), dependiendo de la solución de sílice disponible.

Origen mecánico/químico

El relieve para Paseo del Mar es de nivel medio, mientras que para Bosque se presenta un relieve alto, ambos representan ambientes subacuáticos de alta energía (Figura 34 y 35). Las partículas adheridas son fragmentos sobre la superficie del grano (Figura 34 B, C y Figura 35 B, C), su tamaño puede ser variable y representar ambientes diagenéticos, glaciares y eólicos, en playa Bosque se localizan pocas partículas adheridas a diferencia de Paseo del Mar. Las depresiones alargadas (Figura 35 D) se asocian comúnmente con crestas serpenteantes y se atribuyen a la rotación de los granos durante la saltación que surge de los granos arrastrados por el viento (Costa et al., 2013).

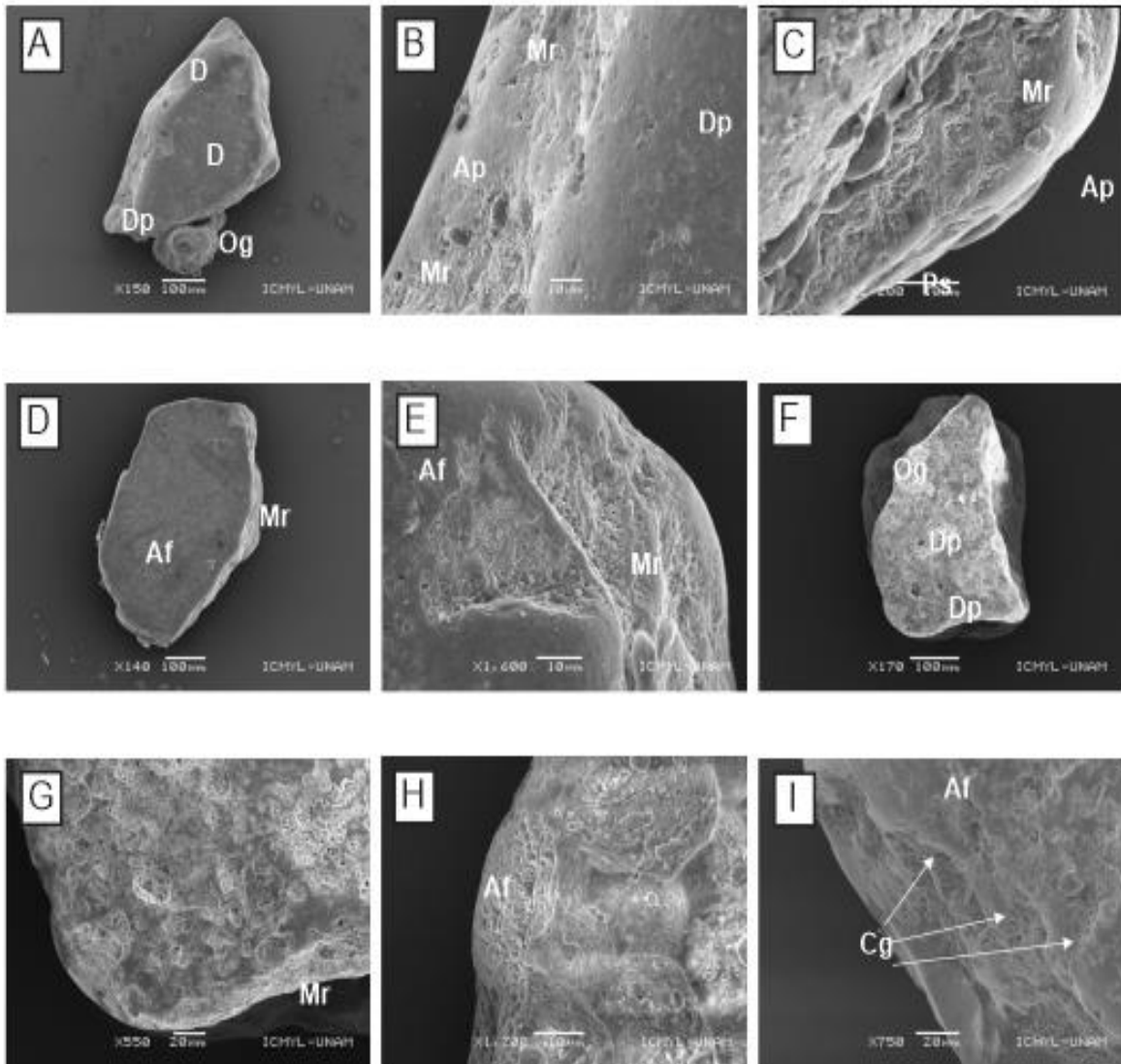


Figura 34.- Microtexturas en granos de cuarzo en playa Paseo del Mar, Campeche: (a) Cuarzo angular con hoyos de disolución, sobrecrecimiento de cristales y depresiones. (b) Grano de cuarzo con surcos serpenteantes, partículas adheridas y hoyos de disolución. (c) Grano de cuarzo con surcos serpenteantes en las orillas, líneas paralelas y partículas adheridas. (d) Cuarzo angular con abrasión y surcos serpenteantes. (e) Grano de cuarzo en las orillas se observa abrasión y surcos serpenteantes. (f) Cuarzo angular con hoyos de disolución de tamaños medios a largos y sobrecrecimiento de cristales. (g) Cuarzo sub redondeado con surcos serpenteantes. (h) Grano de cuarzo con abrasión. (i) Grano de cuarzo con ranuras curvas y abrasión.

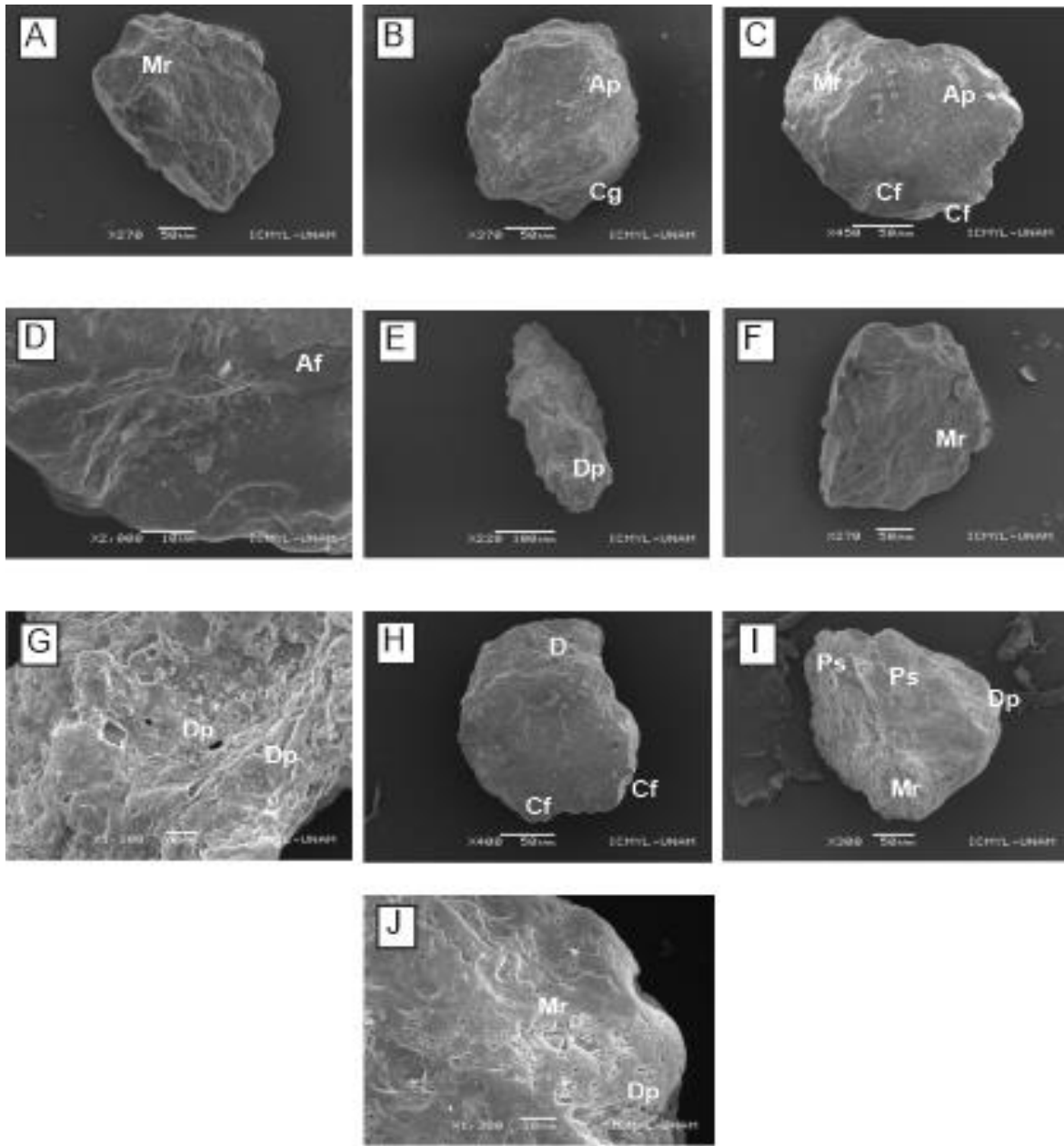


Figura 35.- Microtexturas en granos de cuarzo de playa del Bosque, Tabasco: (a) Cuarzo angular mostrando surcos serpenteantes.. (b) Cuarzo sub redondeado con partículas adheridas y ranuras curvas. (c) Cuarzo sub angular en los bordes hay fracturas concoidales, partículas adheridas y surcos serpenteantes. (d) Cuarzo con abrasión. (e) Grano de cuarzo con relieve medio y pequeños hoyos de disolución. (f) Cuarzo sub angular con surcos serpenteantes. (g) Cuarzo angular con relieve medio y hoyos de disolución. (h) Cuarzo sub redondeado con fracturas concoidales y depresiones. (i) Cuarzo angular con estrias paralelas, crestas serpenteantes y hoyos de disolución. (j) Cuarzo con crestas serpenteantes.

Características en granos de circón para playa Paseo del Mar y playa del Bosque

El circón presenta una alta resistencia a la intemperie y conserva la historia del transporte de grano. Para Paseo del Mar se conservan fracturas concoidales, estas se localizan en el borde o la mayor parte de la superficie del grano, su tamaño puede variar debido al origen de su formación (Figura 36 A, B, C, F y Figura 37 A, M). Los granos de Bosque presentan variedad de microtexturas. Por ejemplo, estrías paralelas (Figura 36 A, C, F), marcas en forma de V (Figura 37 I, J), granos agrietados (Figura 36 B, H y Figura 37 A, D, L, M) esto exhibe un fuerte impacto que ocurre durante el transporte. Los surcos rectos que se encuentran en la mayoría de los granos derivado de ambientes litorales, se utilizan para inferir la acción de las olas. Lo anterior expone alta energía del medio en el que se depositan los granos. Otras microtexturas localizadas fueron, chattermarks en la Figura 37 B, E, P, abrasión (Figura 36 A y Figura 37 F, K), crestas serpenteantes (Figura 36 E, F y Figura 37 C, G, M, N) y ranuras curvas (Figura 36 G y Figura 37 D).

Origen químico

Hay más circones en playa de Bosque con hoyos de disolución (Figura 36 K y Figura 37 H) y sobrecrecimientos de cristales (Figura 37 B, O) que Paseo del Mar, esto expone una mayor alteración post deposicional.

Origen químico / mecánico

De acuerdo a las microtexturas, Bosque tiene un relieve alto mientras que Paseo del Mar tiene un relieve bajo-medio debido a las irregularidades en la superficie del grano (Figura 36 y 37). El porcentaje de partículas adheridas cubre hasta un 20% en la superficie de los granos para playa Bosque. Las partículas adheridas son fragmentos sobre la superficie del grano (Figura 36 E, F, H y Figura 37 I). Las depresiones alargadas (Figura 36 D y Figura 37 F, N) se asocian comúnmente con la rotación de granos durante la saltación (Costa et al., 2013).

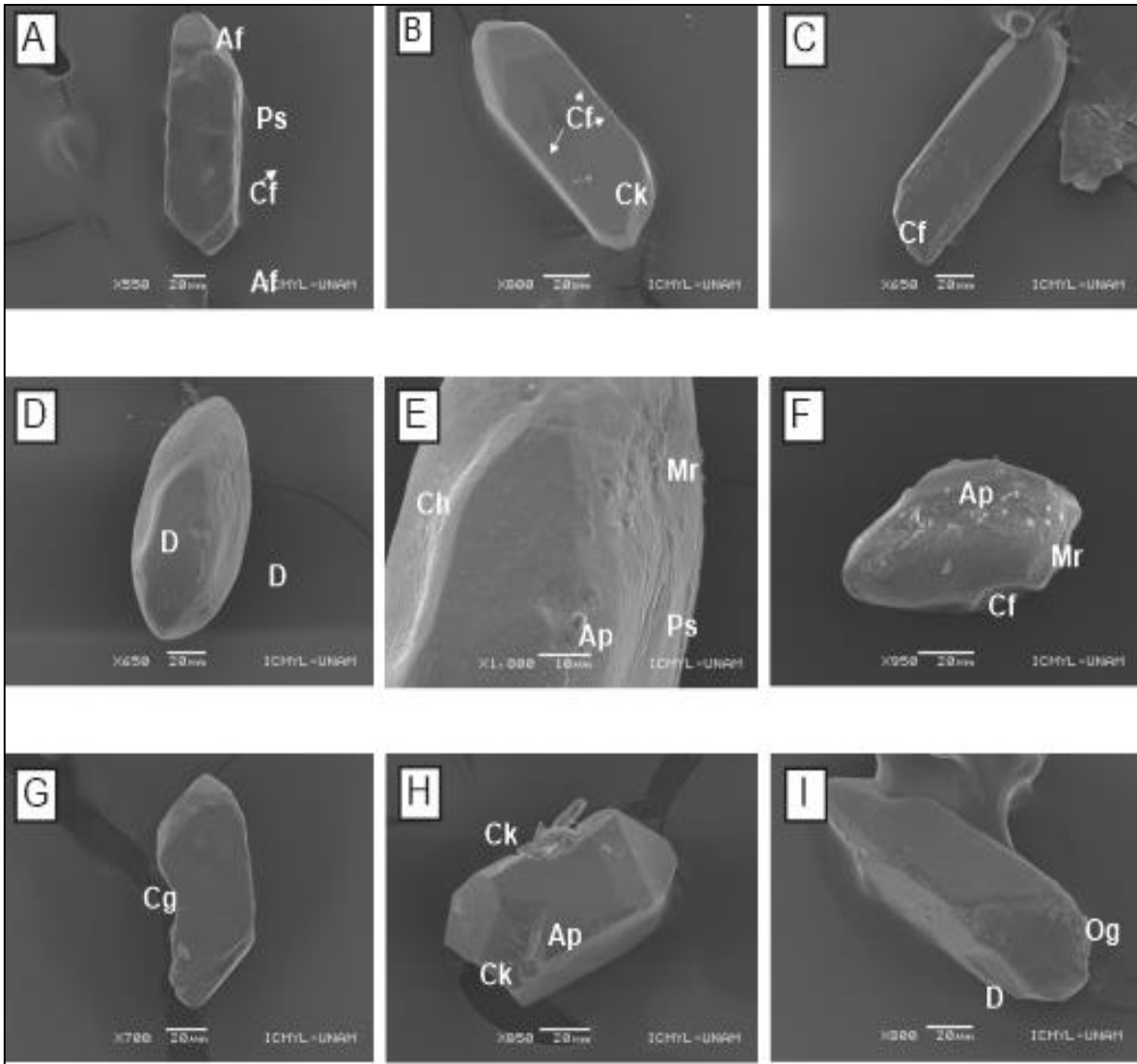
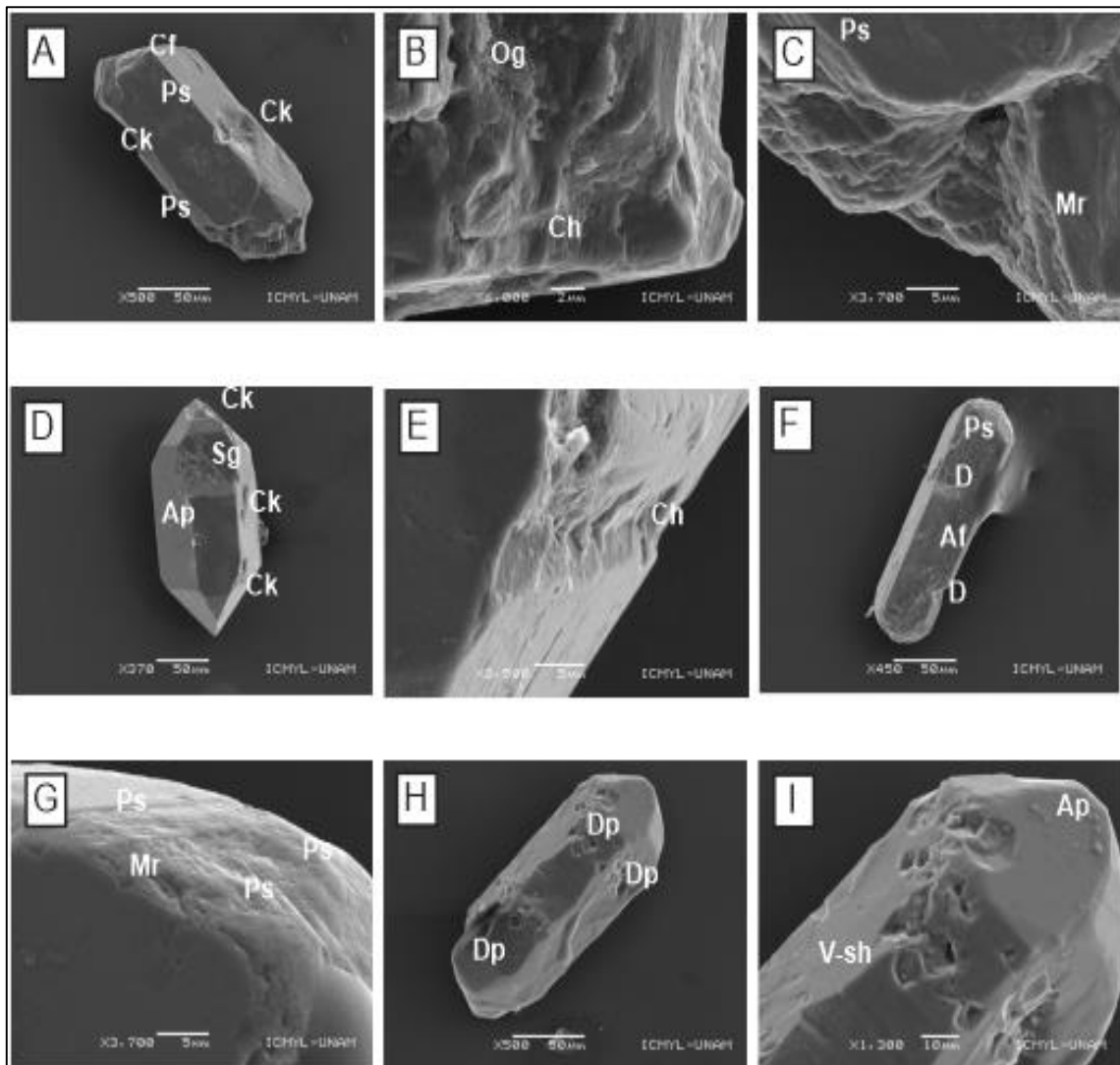


Figura 36.- Microtexturas en granos de circones de playa Paseo del Mar, Campeche: (a) Circón sub redondeado que muestra redondeo en bordes, superficies lisas, abrasión, estrías paralelas y fracturas concoidales. (b) Grano de circón con fracturas concoidales en los bordes y grietas. (c) Grano de circón en forma elongada y con fracturas concoidales. (d) Circón sub redondeado con cavidades (e) Circón con chattermarks, partículas adheridas, estrías paralelas y crestas serpenteantes. (f) Circón sub angular con partículas adheridas, fracturas concoidales y crestas serpenteantes. (g) Circón sub angular con ranuras curvas. (h) Circón con cavidades y partículas adheridas. (i) Circón con sobrecrecimiento de cristales y depresiones.



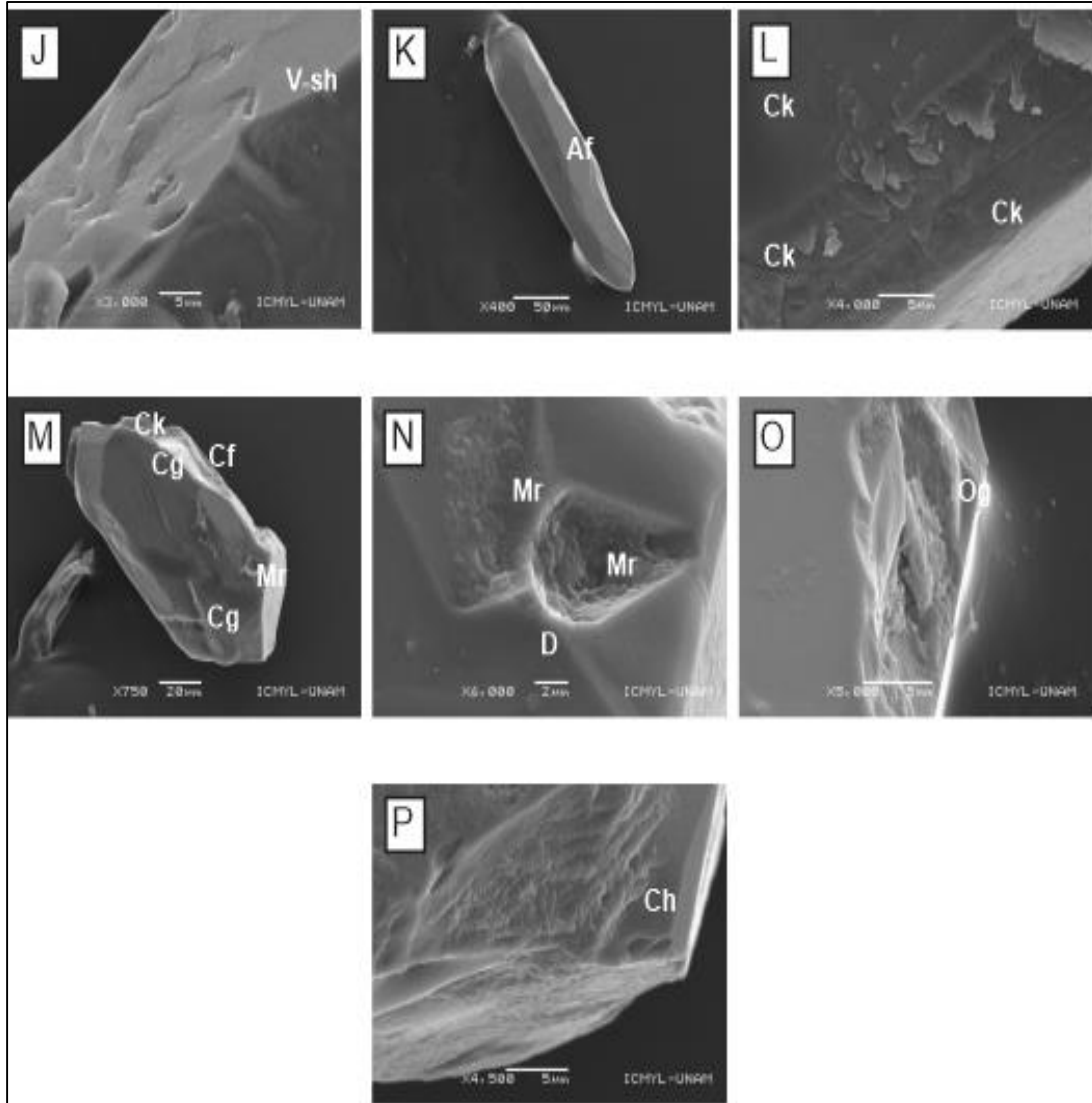


Figura 37.- Microtexturas en granos de circones para playa del Bosque, Tabasco: (a) Circón con depresiones y en el borde se observa fracturas concoidales y estrías paralelas. (b) Circón presenta chattermarks y sobrecrecimiento de cristales. (c) Circón con estrías paralelas y crestas serpenteantes. (d) Circón angular con depresiones y ranuras curvas. (e) Circón con chattermarks. (f) Circón prismático con estrías paralelas, depresiones y abrasión. (g) Circón con bordes que presentan estrías paralelas y crestas serpenteantes. (h) Circón prismático con hoyos de disolución de tamaño medio. (i) Circón con partículas adheridas y marcas V's. (j) Circón con marcas V's. (k) Circón elongado con abrasión. (l) Circón con grietas. (m) Circón angular con grietas, fracturas concoidales, crestas serpenteantes y ranuras curvas. (n) Circón con crestas serpenteantes y depresiones. (o) Circón con sobrecrecimiento de cristales en el borde. (p) Circón con chattermarks.

Tabla 10.- Clasificación de microtexturas encontradas en playas GM-Sur

Microtexturas	Cuarzo		Circón		Ambiente
	Bosque	Paseo del Mar	Bosque	Paseo del Mar	
Mecánicas					
Impactos		X X		X	Eólico
Estrías paralelas	X X		X X	X X	Eólico, litoral y glacial.
Fracturas concoidales	X X	X	X	X	
Marcas V's		X X	X X X		Glaciofluvial, fluvial y sub acuoso.
Abrasión	X		X		Eólico
Crestas serpenteantes		X	X X		Eólico
Chattermarks		X	X	X	Glacial, eólico y fluvial.
Ranuras curvas		X	X		Litoral
Ranuras paralelas			X	X	Litoral
Químicas					
Disolución	X X	X X X	X X	X X	Glaciofluvial, y zonas intermareales.
Sobrecrecimiento de cristales	X	X	X	X	Diagenético
Globulos de sílice		X			Deposicional/ Diagenético
Mecánicas/Químicas					
Partículas adheridas	X	X	X	X	Diagenético, eólico y glacial.
Depresiones elongadas	X	X	X	X	Eólico
Relieve medio	X			X	Diagenético
Relieve alto		X	X	X	Glacial

X X X Abundante; X X Común y X Presente.

9.1.7 DISCUSIÓN

9.1.7.1 GRANULOMETRÍA Y GEOQUÍMICA DEL SEDIMENTO

Para GM-Sur en playa del Bosque, los análisis granulométricos señalaron que la energía en la zona es constante ya que tenemos tamaños de grano fino y bien clasificados con una distribución normal, las concentraciones de elementos obtenidas del microscopio electrónico de barrido correspondieron a K, Fe, Ca, Si, Al, Mg los cuales son semejantes con la difracción de rayos X ya que se identificaron minerales como albita (plagioclasa sódica), anortita (plagioclasa cálcica), cordierita (ciclosilicato de hierro, magnesio y aluminio) y micas como moscovita (silicatos de Al, Fe, Ca, Mg). La geoquímica de elementos mayores denota un enriquecimiento de los elementos antes mencionados. A partir del diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ y comparando los resultados de este trabajo con datos de rocas cercanas al área de estudio, playa Bosque presenta un comportamiento similar al de una riolita como posible roca fuente. Nuestros resultados de CIA, CIW y PIA para PB son 55, 64 y 57, respectivamente.

Estos valores muestran una intensidad moderada. Los valores bajos de CIA, CIW y PIA para PM se deben al enriquecimiento de CaO (48 ± 3.6), por lo cual, las características de meteorización de los sedimentos de PM no fueron contempladas. El índice de variabilidad de la composición es > 1 en sedimentos poco degradados ricos en minerales detríticos como el piroxeno y feldespato y es < 1 en sedimentos de grano fino altamente degradados como arcilla. Los valores de IGV para PB (~ 1.3) también revelan una baja intensidad climática en el área.

Para Paseo del Mar se localizan tamaños de grano de arena media, lo cual indicó una mayor energía en el área y/o una distancia menor de su roca fuente, además el sedimento presentó una mala clasificación. El alto contenido de conchas se ve reflejado en la concentración de calcio esto puede deberse a la influencia de los arrecifes de coral y la plataforma carbonatada en los estados de Campeche y Yucatán, en el microscopio electrónico se muestra presencia de silicio, calcio, potasio, hierro, titanio y circonio. La presencia de anomalías negativas y positivas de europio en los diagramas de tierras raras normalizadas con Condrita para los sedimentos PB y PM sugieren distintas fuentes de procedencia. Esta interpretación también es similar con lo observado en los circones. Existe una variación en composición entre los sedimentos costeros de PB y PM. Los sedimentos PB están asociados con minerales detríticos, como ilmenita, circón, cuarzo, albita, cordierita, clinocloro, anortita, moscovita y actinolita, mientras que PM está enriquecido con anortita, calcita y aragonita.

Esta variación desde el punto de vista mineralógico se debe a la combinación de sedimentos derivados de los arrecifes de coral en la orilla de Campeche.

9.1.7.2 GEOCRONOLOGÍA DEL SEDIMENTO

Para conocer la naturaleza de los circones a partir de su química, empleando la química de circones. La concentración de Th y U así como su relación (Th/U) se ha empleado por muchos investigadores como indicadores de origen (Wang *et al.*, 2018a). La relación de Th/U varió de 0.05-1.48 para PB7 y 0.01-2.53 para PB19 mientras que para Paseo del Mar 0.12-2.05 en PM13 y 0.01-1.98 en PM19. De manera general, la relación Th/U >0.3 indicó procedencia ígnea sin embargo < 0.1 sugiere origen metamórfico (Bukalo *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2018b). Nuestros resultados indican que los circones proceden de un origen ígneo en su mayoría.

Otros de los diagramas de discriminación empleados fueron Y versus U y Hf versus Y que consisten en distinguir campos dependiendo del tipo de roca, obteniéndose que las muestras se localizan en el campo de rocas graníticas y que los circones derivan de rocas félsicas y máficas. Las interpretaciones realizadas son semejantes con los patrones normalizados de tierras raras del sedimento.

Las edades de los circones, así como su reciclaje en el sedimento (Hossain *et al.*, 2017) la datación y las relaciones Th / Sc y Zr / Sc se analizaron. La proporción de Zr / Sc varía de ~ 8.2 a 15.7 para PB y de ~ 9.3 a 66.9 para PM. Las relaciones Th / U varían de ~ 1.6 a 3.1 y ~ 1.5 a 2.5, respectivamente. Las edades encontradas para PB muestran diferentes poblaciones, la que tiene una mayor cantidad de circones se ubica en el Proterozoico seguido del Paleozoico, estas edades coinciden con los datos reportados en el Macizo de Chiapas y el terreno Chuacús. La distancia que recorren para llegar a la costa es amplia, lo anterior podría asociarse con el tamaño fino que presentan los sedimentos. La datación de circones para playa Paseo del Mar se concentró en las eras del Cenozoico y Paleozoico. Estas edades corresponderían al terreno Cuicateco como su roca fuente, sin embargo, es importante considerar a dos importantes ríos, el río San Pedro y San Pablo, este sistema fluvial pasa por depósitos de aluvión, médanos, terrazas marinas del Cenozoico, rocas ígneas del Cenozoico Superior, sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico y metamórficas del Paleozoico. Y el río Palizada en el que su geología pertenece a sedimentos cuaternarios con edades del Pleistoceno y Holoceno.

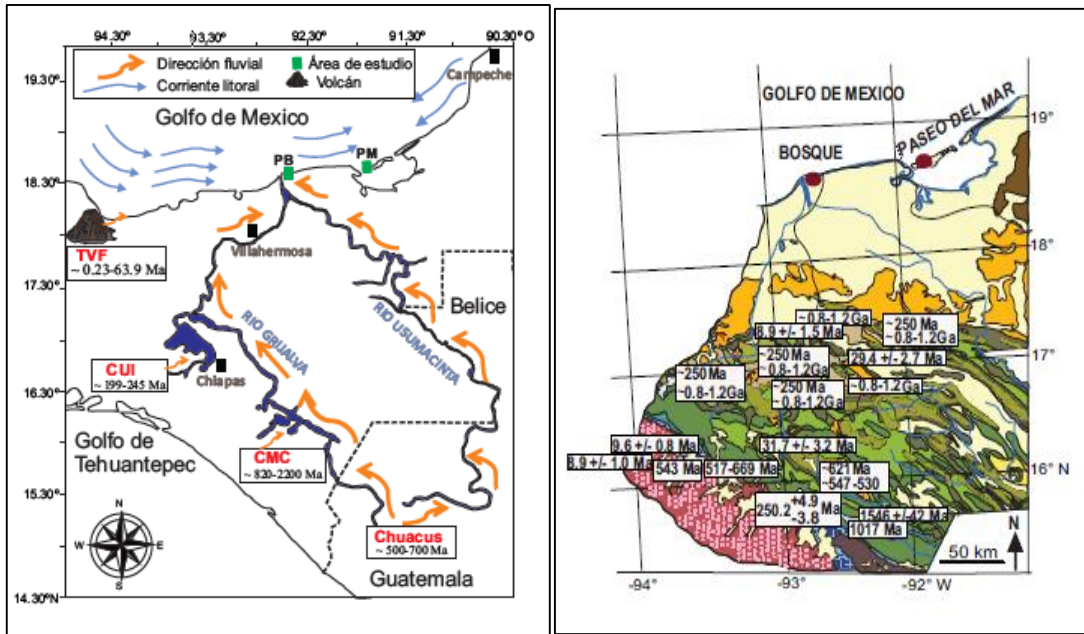


Figura 38.- Mapa con los principales ríos y terrenos estratigráficos cercanos al área de estudio (izquierda). Dataciones en circones reportadas en la zona GM-Sur (derecha).

Las microtexturas de cuarzo y circones exponen un registro durante su transporte, desde la morfología y microtexturas observadas en la superficie de los granos. Respecto a los cuarzos estos fueron transportados principalmente por el ambiente fluvial y zona intermareal (Madhavaraju et al., 2009). Una mayor distancia entre la roca fuente y la zona de depósito permite que los granos redondeados se encuentren en mayor proporción (Zoleikhaei, 2016). Los granos poco redondeados suelen ser característicos de ambientes glaciares o subacuáticos con distancias cortas que como consecuencia traen la rotura de partículas (Helland y Holmes, 1997). También los granos muy bien redondeados son debido a un transporte eólico. Las posibles diferencias entre las playas fueron la distancia de la roca fuente a la zona de depósito y las corrientes litorales predominantes (influencia de la Plataforma Carbonatada de Yucatán hacia Paseo del Mar). Las principales microtexturas se originaron por procesos mecánicos. Los granos agrietados, estrías paralelas y fracturas concoidales se presentan en granos de cuarzo y circones de ambas playas. Estos se caracterizan por un ambiente eólico, litoral y glacial que está relacionado con el transporte por saltación.

La abrasión y las crestas serpenteantes son indicadores del entorno eólico que suelen tener contornos redondeados y contornos sub angulares durante la colisión entre granos (Moral-Cardona et al., 1997; Chen y Liu, 2016). También suelen ser comunes en ambientes subacuáticos fluviales de alta energía y marinos intermareales (Vos et al., 2014). En este mismo ambiente se localizan chattermarks,

resultado de ambientes subacuáticos de alta energía, como en la zona litoral o ríos trenzados (Mahaney y Kalm, 2000; Refaat et al., 2015).

Las ranuras rectas y curvas de los circones se originaron en ambientes litorales y se utilizan para inferir la acción de las olas debido a la alta energía del transporte fluvial y costero (Margolis y Krinsley, 1974). Las principales características originadas por procesos químicos fueron los hoyos de disolución debido a la actividad química en el ambiente (Vos et al., 2014; Kalinska-Nartisa y Galka, 2018). En el ambiente subacuático en comparación con los ambientes áridos, los granos de cuarzo se ven más afectados por la disolución química (Chen et al., 2018).

Los granos de cuarzo en Paseo del Mar mostraron un porcentaje alto de sobrecrecimientos de cristales, en un dominio acuático cuando los granos son liberados de las rocas, la precipitación in-situ, y los cristales se forman por proceso de migmatización o granitización (Nallusamy, 2014). Además, los glóbulos de sílice se producen en entornos de deposición saturados de sílice (Middleton y Davis, 1979), en este caso la disolución y precipitación indicaron que existió más de un período de química, donde los principales ambientes son las pendientes y transporte glaciofluvial (Song et al., 2019).

Finalmente, las microtexturas relacionadas con procesos mecánicos/químicos indicaron que el relieve medio y bajo ocurrieron en ambientes diagenéticos (Vos et al., 2014). Las depresiones alargadas fueron causadas por impactos de grano a grano durante el transporte eólico (Pye y Tsoar, 2009) hay procesos post-depositacionales como partículas adheridas con tamaños y composición de grano variables (Vieira-Machado et al., 2016; Vos et al., 2014) donde se originan por molienda glacial sobre granos desgastados (Mahaney, 2002).

9.2 GM-SUR NÚCLEOS

9.2.1 MINERALOGÍA

La identificación mineralógica se realizó únicamente para el núcleo 33, en cuatro diferentes secciones los resultados obtenidos fueron los siguientes. Para la superficie se observa la presencia de ilmenita FeTiO_3

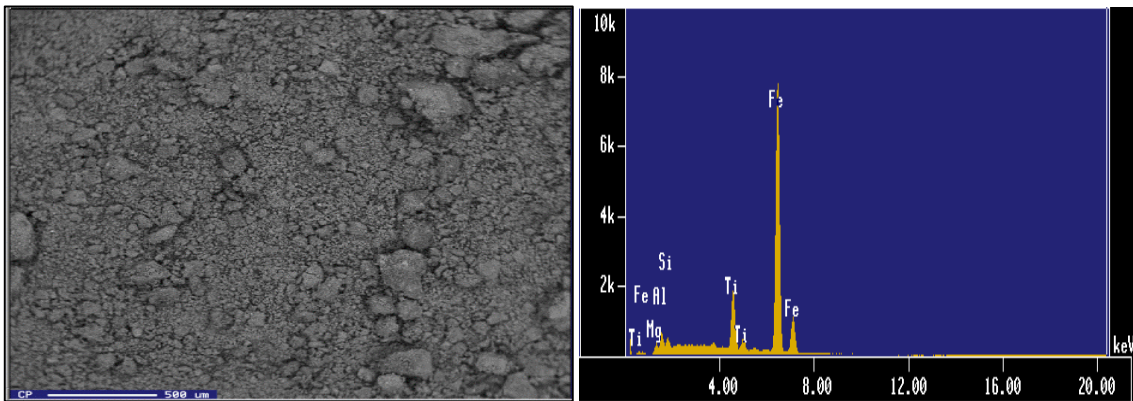


Figura 39.- Espectro en sedimentos del núcleo 33 (5-6cm).

Para la profundidad de 119 cm se observa la presencia de minerales como pirita (FeS_2), en el espectro se observan otros ligeros picos que son granos de arcillas y calcita adyacentes, barita (BaSO_4), y circones. El caso de circones presentes puede deberse a la clasificación hidráulica debido a la alta densidad de este mineral y concentrándose en tamaños de grano finos (Hou *et al.*, 2011; Fustic *et al.*, 2021). En la Figura 40 se presentan las señales de plagioclasas $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ - $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ y clorita $(\text{Mg,Al,Fe})_{12}((\text{Si,Al})_8(\text{OH})_{16})$.

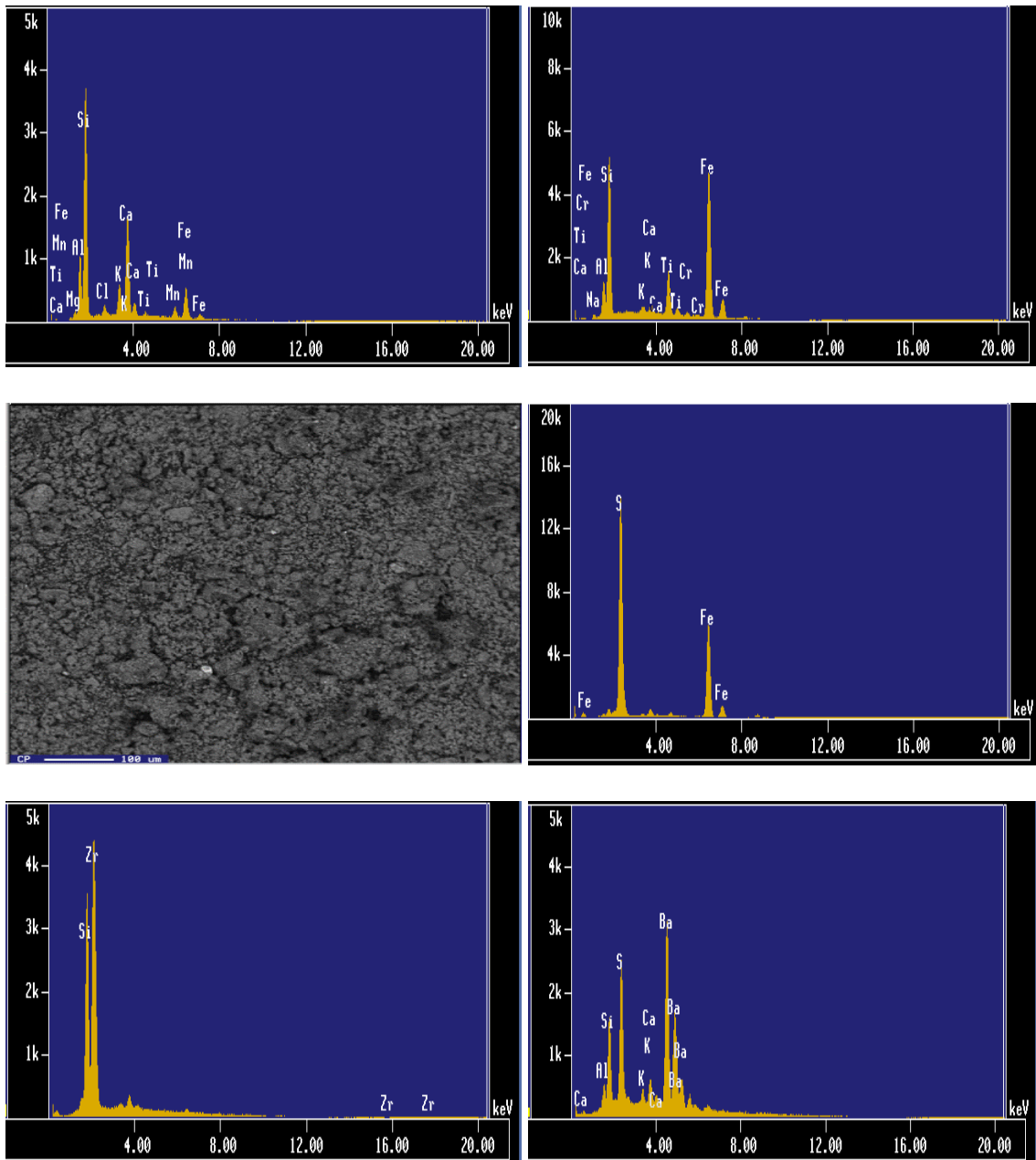


Figura 40.- Espectros en sedimentos del núcleo 33 (119-120cm).

Para la profundidad de 208-209 se indican concentraciones elevadas de calcio y presencia de plagioclasas.

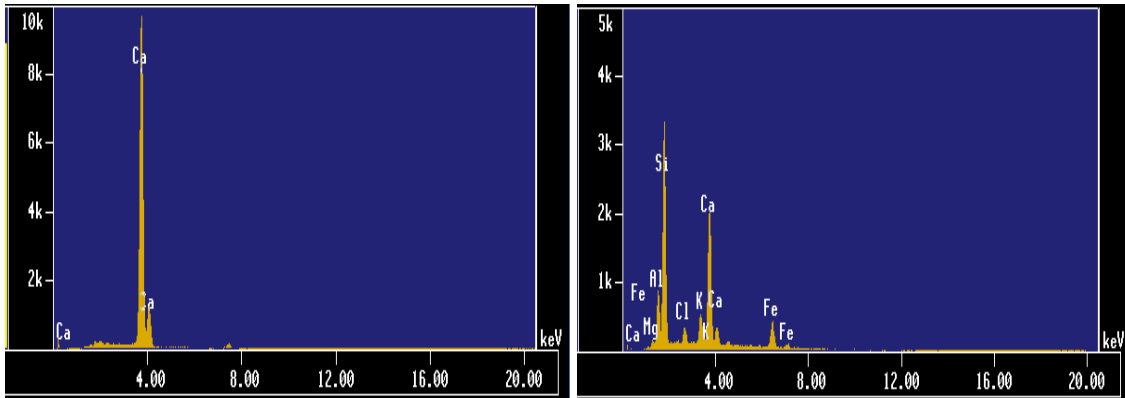


Figura 41.- Espectro en sedimentos del núcleo 33 (208-209cm).

En la profundidad de 359-360 nuevamente tenemos concentraciones que hacen relación a plagioclasas y presencia de hierro.

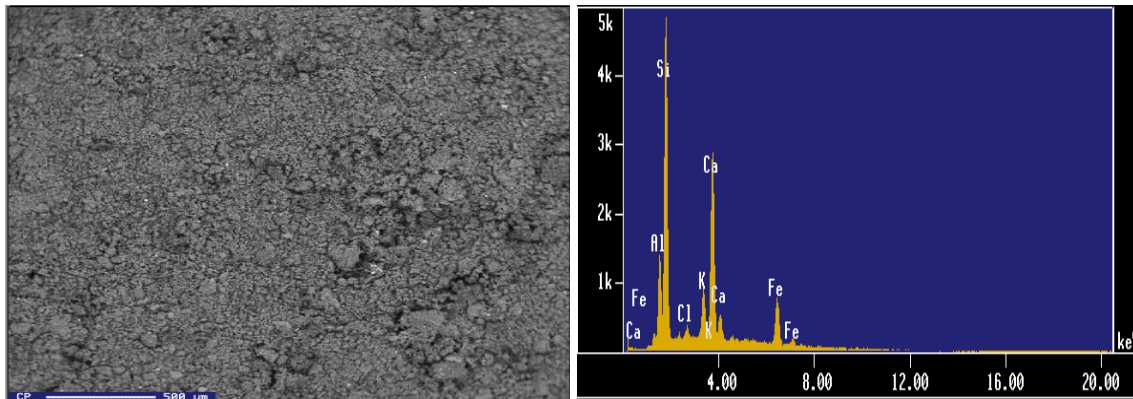


Figura 42.- Espectro en sedimentos en el núcleo 33 (359-360cm).

9.2.2 GEOQUIMICA

9.2.2.1 ELEMENTOS MAYORES

La geoquímica de elementos mayores en sedimentos del Golfo de México, se muestra para ambos núcleos en la Tabla 11 y 12. En el caso del núcleo 33 se observó para zonas superficiales una mayor concentración de sílice mientras que en zonas profundas se incrementa la concentración de calcio. El contenido de Fe y Ti se mantiene constante a lo largo del núcleo.

Tabla 11.- Concentración de elementos mayores en sedimentos para el núcleo 33

NÚCLEO 33																
	0	16	31	61	76	91	121	151	181	210	241	271	301	331	351	361
SiO ₂	44.99	43.8	45.6	44.3	45.68	43.9	43.5	43.3	43.7	42.3	43.8	44.9	43.4	43.8	45.6	45.3
TiO ₂	0.59	0.60	0.61	0.60	0.61	0.57	0.56	0.56	0.54	0.52	0.58	0.60	0.57	0.56	0.85	0.61
Al ₂ O ₃	14.58	14.3	15.5	15.2	15.40	14.6	14.5	14.5	14.5	12.4	13.9	14.3	14.3	14.3	13.4	14.9
Fe ₂ O ₃	5.48	5.28	5.39	5.21	5.55	5.38	5.34	5.20	5.26	4.42	5.58	5.16	5.11	5.04	6.49	5.30
MnO	1.09	0.94	0.14	0.14	0.08	0.12	0.15	0.13	0.12	0.15	0.11	0.12	0.12	0.08	0.12	0.08
MgO	2.51	2.36	2.34	2.32	2.34	2.46	2.24	2.13	2.30	2.31	2.31	2.22	2.18	2.08	5.59	2.32
CaO	9.12	9.22	9.75	10.8	8.93	10.7	11.7	12.1	11.4	13.4	12.0	12.0	12.9	11.9	11.0	10.4
Na ₂ O	2.77	3.35	2.42	2.56	2.52	2.92	2.47	2.50	2.85	2.39	2.61	2.43	2.14	2.46	2.28	3.39
K ₂ O	1.70	1.73	2.43	2.34	2.43	2.35	2.27	2.28	2.24	1.20	2.26	2.29	2.14	2.20	1.38	2.37
P ₂ O ₅	0.20	0.12	0.17	0.16	0.16	0.15	0.16	0.14	0.15	0.27	0.13	0.12	0.13	0.12	0.26	0.13
LOI	17.20	17.8	16.2	17.1	16.49	17.3	17.4	17.9	17.2	19.9	17.7	16.6	17.5	17.2	12.9	15.7
Total	100.2	99.69	100.6	100.7	100.24	100.5	100.3	100.9	100.3	99.46	100.8	100.7	100.6	99.88	100.0	100.6
CIA	50.27	49.00	51.65	49.05	52.73	47.48	46.84	46.45	46.75	40.54	45.05	46.12	45.38	46.44	41.41	47.94
CIW	55.61	55.33	56.19	53.49	57.73	52.48	50.92	50.49	51.47	43.98	49.23	50.06	48.65	50.49	44.55	53.82
PIA	50.34	48.70	51.97	48.86	53.31	46.89	46.24	45.78	46.02	38.79	44.05	45.40	44.62	45.77	40.00	47.37
ICV	1.48	1.52	1.33	1.43	1.30	1.52	1.55	1.56	1.55	1.88	1.67	1.58	1.61	1.55	1.97	1.49

CIA Índice de alteración química ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$; Nesbitt y Young 1982), CIW Índice de intemperismo químico ($[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$; Harnois 1988), PIA Índice de alteración de Plagioclasas ($[Al_2O_3 - K_2O / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$; Fedo *et al.* 1995), ICV Índice de variabilidad composicional ($[(CaO + K_2O + Na_2O + Fe_2O_3^{(t)}) + MgO + MnO + TiO_2] / Al_2O_3$; Cox *et al.* 1995), Fe₂O₃^{*} el Fe total expresado como Fe₂O₃.

Para el núcleo 34 se observa una homogeneidad en todos los elementos para las distintas profundidades, cabe destacar que el contenido de calcio es ligeramente mayor respecto al núcleo 33 (Tabla 12).

Tabla 12.- Concentración de elementos mayores en sedimentos para el núcleo 34

NÚCLEO 34																
	0	16	31	46	61	76	91	106	121	136	151	166	180	196	211	231
SiO ₂	44.18	44.91	45.29	44.32	44.10	44.63	44.02	43.02	42.95	42.84	41.53	41.00	40.99	43.07	41.87	42.80
TiO ₂	0.59	0.58	0.590	0.59	0.570	0.590	0.55	0.58	0.55	0.56	0.54	0.51	0.56	0.56	0.54	0.556
Al ₂ O ₃	14.49	15.02	14.99	14.61	14.69	14.89	14.21	14.10	13.92	14.23	13.37	13.17	12.77	14.23	13.71	14.04
Fe ₂ O ₃	5.32	5.38	5.57	5.40	5.28	5.22	5.09	5.07	4.95	4.99	4.86	4.76	4.56	5.15	4.76	4.758
MnO	0.24	0.12	0.14	0.12	0.12	0.13	0.14	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.10	0.11	0.117
MgO	2.44	2.35	2.41	2.34	2.22	2.26	2.310	2.35	2.11	2.20	2.15	2.25	2.43	2.32	2.12	2.163
CaO	10.64	10.42	9.80	11.14	10.33	10.80	11.68	12.23	12.64	12.88	13.57	14.04	14.55	12.84	14.17	12.91
Na ₂ O	2.73	2.50	2.52	2.47	2.38	2.65	2.41	2.53	2.37	2.56	2.92	2.44	2.01	2.38	2.06	2.552
K ₂ O	1.47	2.34	2.43	2.40	2.31	2.41	2.36	2.24	2.24	2.24	2.27	2.20	1.037	2.24	2.16	2.214
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.14	0.15	0.14	0.16	0.14	0.15	0.15	0.16	0.15	0.12	0.31	0.14	0.13	0.125
LOI	18.19	16.71	16.26	17.22	16.80	16.99	17.59	17.89	17.87	18.12	19.49	20.04	19.80	17.85	18.53	18.16
Total	100.4	100.5	100.1	100.7	98.97	100.7	100.5	100.3	99.91	100.9	101.0	100.7	99.17	100.9	100.2	100.4
CIA	47.80	49.56	50.41	47.79	49.56	48.64	46.41	45.16	44.82	44.65	41.74	41.26	40.20	44.77	42.73	44.33
CIW	52.53	54.03	55.10	51.99	53.90	53.26	50.38	49.14	48.53	48.55	45.94	44.69	42.91	48.40	45.68	48.21
PIA	47.32	49.48	50.50	47.37	49.48	48.35	45.74	44.22	43.88	43.63	39.89	39.68	38.77	43.85	41.65	43.23
ICV	1.52	1.42	1.40	1.51	1.42	1.46	1.56	1.63	1.64	1.64	1.81	1.83	1.90	1.64	1.74	1.64

Continuación

NÚCLEO 34									
	261	291	321	351	381	411	441	471	495
SiO ₂	44.65	43.88	43.68	42.93	43.98	44.02	43.71	44.58	46.01
TiO ₂	0.63	0.61	0.60	0.56	0.57	0.58	0.59	0.58	0.58
Al ₂ O ₃	14.06	14.33	14.44	14.09	14.12	14.22	14.26	13.47	14.39
Fe ₂ O ₃	5.35	5.11	5.22	5.18	5.24	5.00	5.19	5.11	5.29
MnO	0.11	0.12	0.11	0.10	0.09	0.10	0.08	0.08	0.07
MgO	2.36	2.14	2.14	2.01	2.18	2.10	2.23	2.21	2.34
CaO	12.39	11.88	12.63	12.67	12.56	12.98	12.18	12.52	9.81
Na ₂ O	2.43	2.52	2.28	2.32	2.32	2.13	2.49	2.33	3.40
K ₂ O	2.16	2.27	2.18	2.15	2.22	2.21	2.18	2.28	2.37
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12	0.11	0.12	0.11
LOI	16.61	17.73	17.48	17.46	17.45	17.59	17.49	17.19	16.25
Total	100.95	100.76	100.93	99.63	100.90	101.09	100.55	100.49	100.66
CIA	44.98	46.39	45.84	45.31	45.27	45.21	45.73	44.11	48.04
CIW	48.78	50.53	49.42	48.97	48.92	48.51	49.72	47.76	54.19
PIA	44.06	45.69	45.14	44.49	44.44	44.46	44.92	43.04	47.47
ICV	1.66	1.56	1.59	1.62	1.63	1.61	1.60	1.70	1.50

CIA Índice de alteración química (CIA = $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$; Nesbitt y Young 1982), CIW Índice de intemperismo químico ($[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$; Harnois 1988), PIA Índice de alteración de Plagioclasas ($[(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$; Fedo *et al.* 1995), ICV Índice de variabilidad composicional ($[(CaO + K_2O + Na_2O + Fe_2O_{3(t)} + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3]$; Cox *et al.* 1995), Fe₂O₃^{*} el Fe total expresado como Fe₂O₃.

En la Figura 43 se realizaron los perfiles de los elementos mayores respecto a su profundidad del núcleo 33. Se observa que los elementos CaO y P₂O₅ en la profundidad de 200 m presenta un máximo esto podría indicarnos la presencia de materia orgánica. Mientras que los elementos SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ y K₂O presentan un mínimo lo que expone la predominancia de sedimentos biógenos sobre los terrígenos.

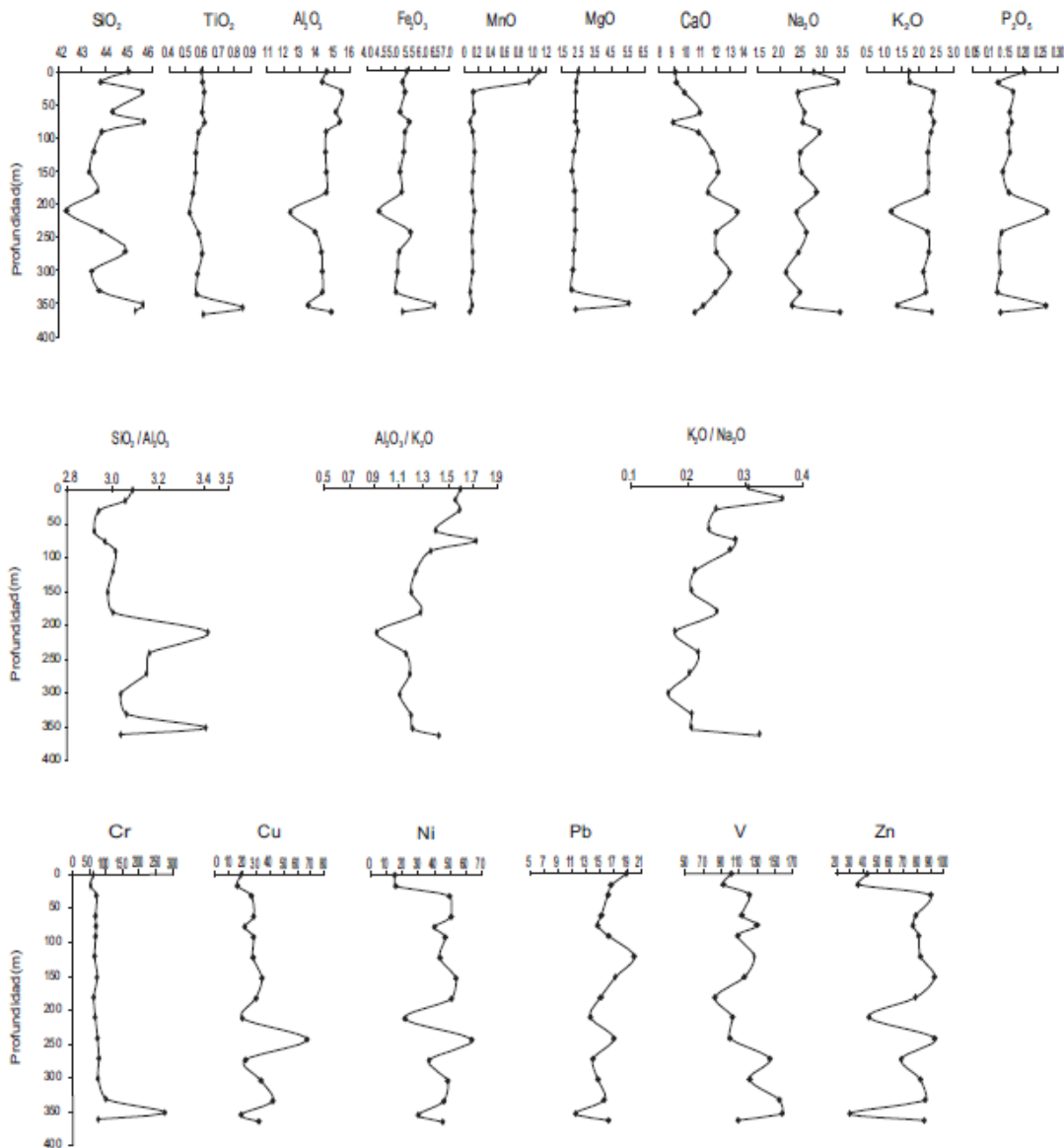


Figura 43.- Perfiles de elementos mayores en sedimentos para núcleo 33

Para los perfiles en la Figura 44 se muestra nuevamente un máximo en la profundidad 200 m para Fe_2O_3 , MgO y P_2O_5 . De manera general se observa fluctuaciones constantes a lo largo del núcleo.

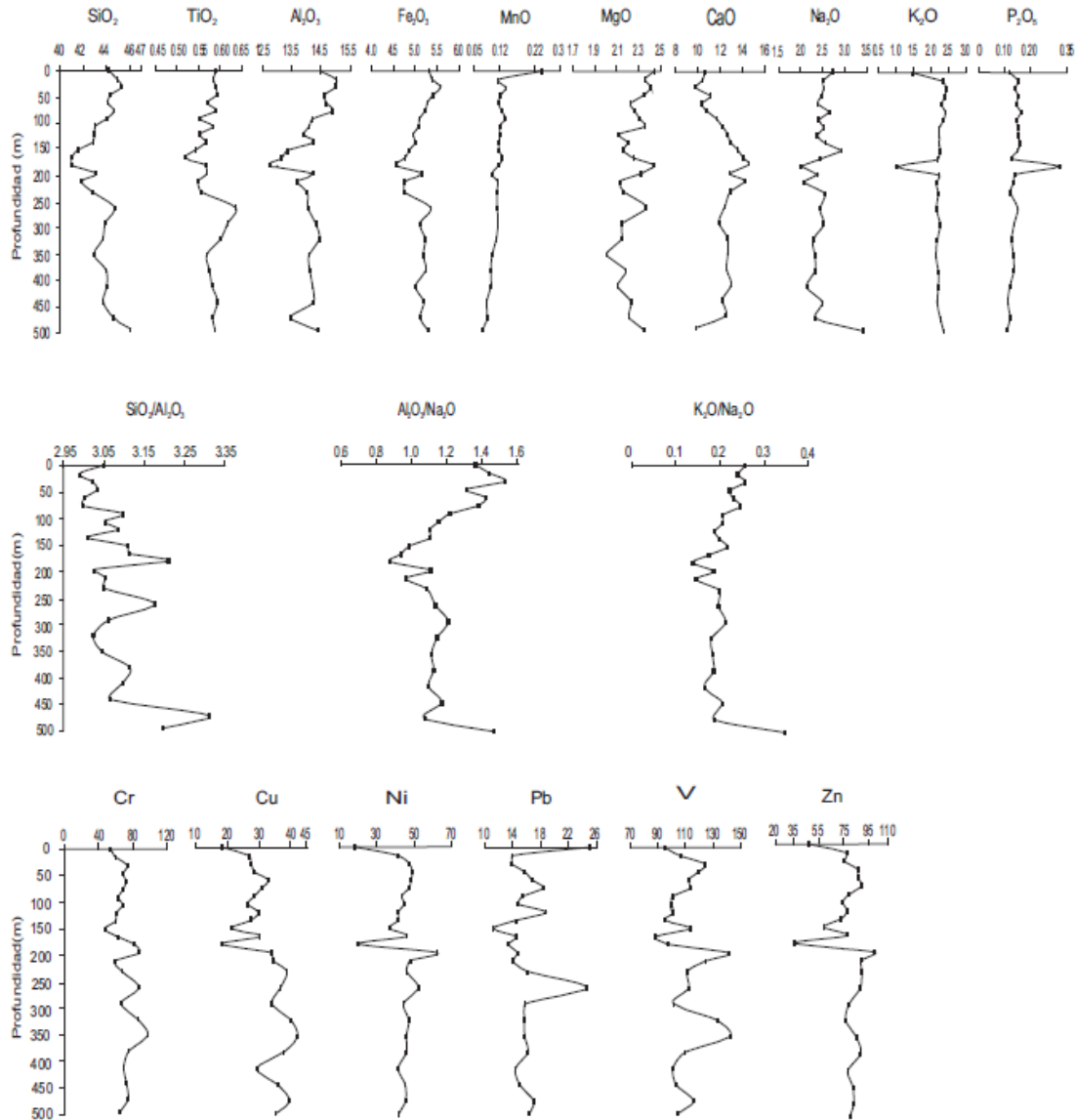


Figura 44.- Perfiles de elementos mayores en sedimentos para núcleo 34

Al normalizar los elementos mayores respecto a la corteza continental superior presentaron enriquecimiento TiO_2 , MnO , MgO y CaO en ambos núcleos (Figura 45).

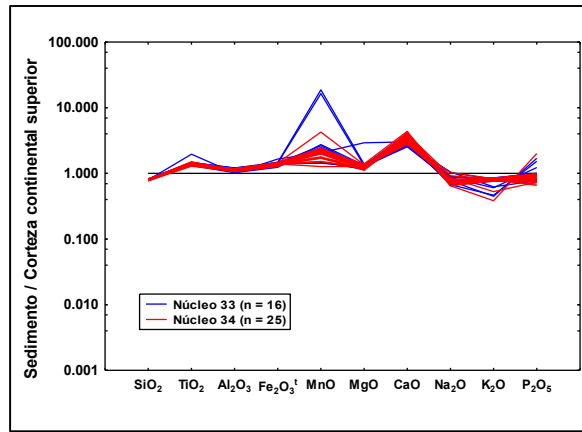


Figura 45.- Sedimentos de los núcleos 33 y 34 normalizados con UCC (Taylor y McLennan 1985).

A partir de las concentraciones de elementos mayores, el diagrama de clasificación geoquímica (Figura 46) ambos núcleos se localizaron en la línea que divide el campo de lutita y lutita rica en hierro lo anterior indica que los sedimentos presentan un tamaño de grano fino.

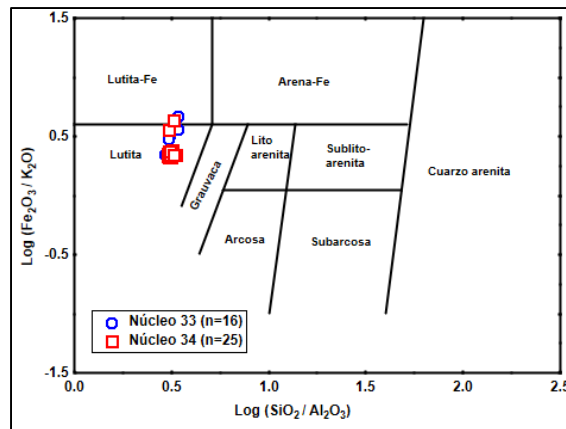


Figura 46.- Clasificación de los sedimentos de los núcleos 33 y 34 (Herron 1988)

Al tener un tamaño de grano fino, la concentración de aluminio fue alto representando a los minerales arcillosos, se realizó un gráfico $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ contra $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ añadiendo concentraciones de varias rocas fuentes cercanas al área de estudio. En la Figura 47 los núcleos se sitúan entre rocas máficas y félsicas como posible fuente.

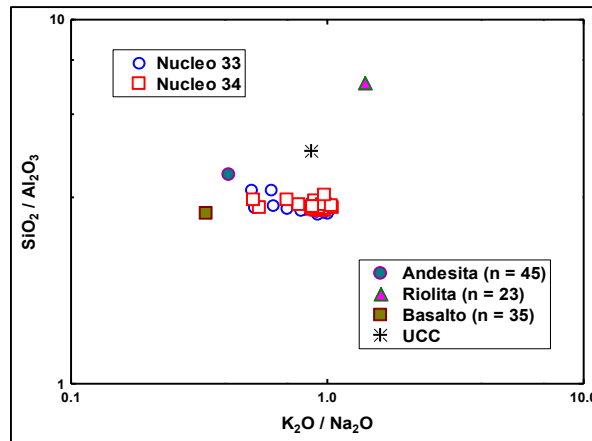


Figura 47.- Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ para sedimentos en los núcleos 33 y 34

9.2.2.2 ELEMENTOS TRAZA

Las concentraciones de elementos trazas en los sedimentos de los núcleos 33 y 34 se enumeran en la Tablas 13 y 14. Algunos elementos como V, Ni y Cu presentaron ligeramente mayor concentración respecto a los demás. El contenido de Rb y Ba no mostró una correlación significativa con K₂O, en los núcleos, lo que indica que estos elementos no están asociados con feldespatos potásicos (Hou et al., 2018). También presentan correlación negativa con Al₂O₃, lo que significó que estos elementos están asociados a fases accesorias (Wang et al., 2017; Fedorovi et al., 2018).

Tabla 13.- Concentración de elementos traza en sedimentos para el núcleo 33

NÚCLEO 33																
	0	16	31	61	76	91	121	151	181	210	241	271	301	331	351	361
Ba	368.4	310.5	357.2	352.6	408.3	339.2	303.3	419.8	391.8	436.4	415.1	323.7	377.5	477.8	351.0	330.5
Co	18.4	15.9	12.7	11.8	19.4	11.7	11.3	14.0	12.9	20.6	13.5	10.0	13.1	12.0	54.8	13.4
Cr	62.5	54.0	72.3	69.0	70.7	69.5	66.5	74.4	63.8	68.4	75.2	79.3	77.0	101.2	278.2	76.6
Cs	7.1	6.1	7.4	6.6	3.5	5.3	7.1	6.9	4.9	7.3	2.9	3.1	1.1	4.6	5.3	5.7
Cu	18.8	16.2	26.4	28.0	21.5	27.9	27.5	34.1	29.6	20.0	67.2	22.0	33.3	41.9	18.4	31.8
Hf	3.0	3.0	3.2	3.0	2.6	2.8	3.2	3.4	3.2	3.1	2.2	2.6	1.7	2.8	3.4	2.9
Mo	2.7	3.2	0.8	0.8	0.8	0.7	0.9	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8
Nb	11.8	10.2	11.5	10.6	10.1	10.8	10.7	13.2	11.3	13.1	10.4	11.8	11.5	11.3	15.0	11.4
Ni	15.2	15.8	49.8	50.4	40.1	46.7	43.4	53.7	50.7	21.5	63.5	36.9	48.4	45.8	30.0	45.1
Pb	18.9	16.8	16.3	15.3	14.8	16.3	20.1	17.4	15.2	13.7	17.1	14.1	14.8	15.8	11.6	16.3
Rb	89.2	79.0	100.6	96.6	74.4	81.1	98.0	99.9	77.8	102.9	60.6	94.7	55.1	124.7	76.0	88.0
Sc	12.4	10.4	12.5	14.8	7.6	8.7	17.2	12.6	9.8	12.8	10.6	6.4	4.1	8.3	18.7	8.6
Sr	344.2	297.1	286.0	335.5	314.7	298.9	262.4	403.4	389.3	728.4	350.2	395.3	457.3	568.9	720.1	303.6
Ta	0.4	0.5	4.3	3.9	6.1	4.0	3.9	4.6	3.9	0.4	3.8	7.5	6.4	6.9	0.6	4.2
Th	9.5	9.6	8.2	7.5	4.2	5.2	8.0	8.2	5.9	9.7	4.2	4.0	2.1	4.2	9.8	5.6
U	1.9	1.9	3.0	3.5	2.8	2.5	3.4	3.0	3.2	3.0	3.1	9.9	2.5	3.1	2.3	2.8
V	101.6	92.8	121.3	113.6	131.4	108.8	127.1	116.4	83.3	102.4	99.8	144.4	121.4	155.2	158.4	108.9
Y	20.7	18.0	18.1	16.4	8.1	11.5	17.7	18.9	14.9	24.8	9.0	6.3	3.5	8.8	23.1	12.1
Zn	43.6	36.7	89.6	79.4	77.2	81.5	82.8	93.5	79.5	44.1	93.7	68.3	82.8	86.5	29.5	85.8
Zr	109.9	96.1	101.2	95.8	107.4	88.4	101.8	111.3	107.7	121.7	72.6	127.3	74.9	152.6	133.3	97.9
V/Cr	1.63	1.72	1.68	1.65	1.86	1.57	1.91	1.56	1.31	1.50	1.33	1.82	1.58	1.53	0.57	1.42
Ni/Co	0.83	0.99	3.92	4.26	2.06	3.99	3.84	3.82	3.92	1.04	4.72	3.68	3.70	3.83	0.55	3.36
Cu/Zn	0.43	0.44	0.29	0.35	0.28	0.34	0.33	0.36	0.37	0.45	0.72	0.32	0.40	0.48	0.63	0.37

Tabla 14.- Concentración de elementos traza en sedimentos para el núcleo 34.

NÚCLEO 34																
	0	16	31	46	61	76	91	106	121	136	151	166	180	196	211	231
Ba	334.4	300.5	334.9	367.0	345.6	390.2	348.8	290.3	374.8	377.4	523.8	364.8	408.4	509.4	714.6	456.9
Co	16.3	11.0	11.6	12.8	13.0	13.0	12.2	11.5	11.5	11.2	9.8	11.9	21.2	14.4	12.0	13.2
Cr	53.7	60.1	74.0	68.6	71.8	69.0	63.1	68.0	60.3	60.0	47.0	63.0	82.2	88.0	58.8	67.5
Cs	6.7	5.7	1.8	7.1	7.1	7.3	4.6	2.7	5.6	2.7	2.8	2.4	6.6	3.4	3.0	5.2
Cu	18.2	27.0	27.6	28.7	32.9	30.9	28.6	26.5	29.9	27.6	21.4	30.2	18.3	33.9	34.5	38.8
Hf	3.2	2.7	1.9	3.1	3.0	3.2	2.5	2.0	3.2	2.7	2.3	2.7	2.7	2.6	2.4	3.1
Mo	1.8	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.7
Nb	11.0	9.6	10.5	11.2	11.1	12.0	11.5	11.1	11.2	10.9	9.0	10.9	10.2	11.6	10.2	11.8
Ni	18.3	41.4	47.5	49.2	48.5	47.5	43.5	44.8	41.5	41.7	36.8	46.1	20.2	62.1	48.0	46.0
Pb	25.2	14.0	13.9	15.8	16.8	18.4	15.5	14.9	18.8	14.6	11.2	14.5	13.4	14.8	14.0	16.2
Rb	86.7	81.5	61.7	99.9	98.3	101.9	81.1	61.8	86.3	60.8	89.6	57.7	100.2	83.9	89.8	81.4
Sc	11.2	9.0	6.3	12.4	14.5	12.2	9.3	7.1	12.2	6.0	6.1	7.4	10.9	9.3	5.9	8.9
Sr	384.9	257.6	275.2	327.4	319.3	333.1	315.8	277.6	345.2	355.4	546.8	367.6	699.0	493.9	653.1	509.8
Ta	0.5	3.5	5.6	4.3	3.9	4.3	4.1	4.2	4.1	4.0	5.4	4.0	0.0	6.3	6.2	4.3
Th	10.2	5.6	2.2	8.1	7.8	8.4	5.8	4.9	5.8	2.5	3.0	1.9	9.1	3.8	2.9	5.3
U	2.0	2.4	2.2	2.9	2.6	2.9	2.6	2.5	2.5	2.9	2.6	3.0	2.9	2.9	3.7	2.5
V	94.9	106.6	124.4	119.2	112.2	113.6	100.7	99.9	101.4	95.8	114.1	88.0	97.1	141.3	124.8	111.4
Y	19.8	12.3	4.0	18.3	17.0	18.7	12.0	8.8	14.9	5.6	6.5	7.3	22.6	9.2	6.4	13.1
Zn	47.0	77.6	75.5	86.3	86.2	89.3	79.3	74.1	77.8	72.7	59.0	77.7	36.0	99.4	88.9	89.4
Zr	105.5	86.8	81.1	98.6	96.7	104.6	82.6	69.0	100.1	88.6	126.1	85.0	105.1	116.3	118.9	104.5
V/Cr	1.77	1.77	1.68	1.74	1.56	1.65	1.60	1.47	1.68	1.60	2.43	1.40	1.18	1.61	2.12	1.65
Ni/Co	1.12	3.78	4.08	3.84	3.74	3.67	3.57	3.88	3.61	3.72	3.75	3.87	0.95	4.32	3.99	3.48
Cu/Zn	0.39	0.35	0.37	0.33	0.38	0.35	0.36	0.36	0.38	0.38	0.36	0.39	0.51	0.34	0.39	0.43
ELEMENTOS TRAZA								Continuación								
	261	291	321	351	381	411	441	471	495							
Ba	389.5	369.4	461.3	491.9	329.4	299.8	300.8	330.3	298.5							
Co	15.6	13.5	14.7	13.9	14.1	11.5	12.1	13.9	13.6							
Cr	87.4	66.5	86.1	97.5	75.2	69.4	72.6	74.6	65.0							
Cs	5.7	3.8	2.8	4.4	5.8	5.3	4.4	7.0	6.6							
Cu	36.8	34.1	40.1	42.1	37.8	29.3	36.0	39.6	35.2							
Hf	3.3	2.9	2.6	2.8	3.1	2.9	2.8	3.2	3.3							
Mo	0.9	0.8	0.8	0.9	0.7	0.6	0.7	0.8	0.7							
Nb	12.1	10.9	12.3	11.0	11.6	10.8	10.9	11.4	11.4							
Ni	52.3	44.5	47.2	45.9	45.9	41.6	45.3	45.5	41.9							
Pb	24.7	15.8	15.7	15.7	16.2	14.4	15.0	17.0	16.4							
Rb	82.0	64.2	79.4	116.5	88.8	83.1	71.0	98.2	98.3							
Sc	13.9	8.7	7.4	9.3	9.9	9.8	9.1	15.3	12.4							
Sr	467.1	378.0	625.5	686.9	466.5	430.1	357.1	491.9	364.2							
Ta	4.4	4.0	10.7	7.1	4.3	3.9	3.9	4.2	4.1							
Th	7.7	3.6	3.6	5.2	6.3	5.0	3.8	8.2	7.2							
U	3.4	2.5	2.4	2.4	2.6	2.8	2.7	2.8	2.6							
V	112.5	101.6	133.1	142.4	109.6	100.9	103.3	115.8	104.4							
Y	19.0	11.1	8.6	12.3	15.3	14.3	11.6	20.0	16.7							
Zn	88.2	79.0	76.7	85.3	88.4	78.2	82.3	82.9	79.8							
Zr	109.2	94.4	123.0	139.0	102.4	96.0	92.1	103.5	106.3							
V/Cr	1.67	1.49	1.82	2.12	1.64	1.67	1.60	1.64	1.55							
Ni/Co	3.36	3.28	3.21	3.30	3.26	3.63	3.75	3.26	3.08							
Cu/Zn	0.42	0.43	0.52	0.49	0.43	0.37	0.44	0.48	0.44							

La concentración de elementos traza normalizado con la corteza continental superior en la cual se puede observar que existió un empobrecimiento de Co, Rb, Y, Hf y Th para ambos núcleos. De manera general se señaló un enriquecimiento de Cu y Sr.

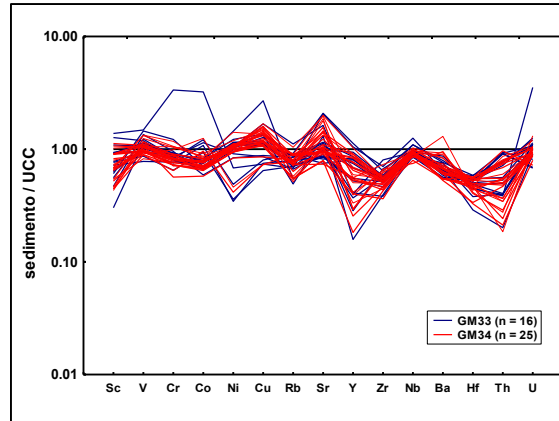


Figura 48.- Elementos traza en sedimentos de núcleos normalizado con UCC (Taylor y McLennan 1985).

Otra herramienta empleada en la caracterización de los sedimentos fueron diagramas diseñados por Verma and Armstrong-Altrin (2016) para conocer el margen tectónico (Figura 49). Los datos de elementos mayores y traza caen en un margen pasivo. El resultado coincide con la geología del Golfo de México sin embargo los puntos en el margen activo nos indican posible procedencia de sedimento derivado del campo volcánico los Tuxtlas.

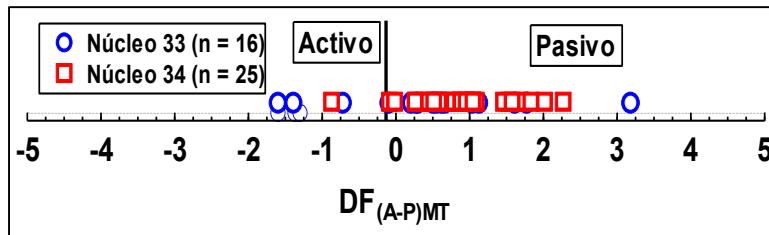


Figura 49.- Diagrama de discriminación para ambiente tectónico de los núcleos 33 y 34

Para el diagrama multidimensional basado en funciones discriminantes (Figura 50) que buscó conocer el ambiente tectónico en sedimentos siliciclásticos, nuestras muestras caen en arco continental y rift continental acorde al diagrama anterior.

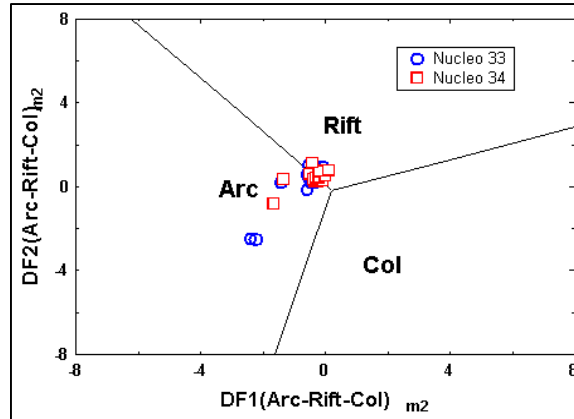


Figura 50.- Diagrama multidimensional basado en funciones discriminantes para los sedimentos de núcleos 33 y 34 (Verma y Armstrong-Altrin, 2013) Los diagramas discriminantes DF1 y DF2 representan alto contenido de sílica basados en logaritmos de elementos mayores. Las funciones discriminantes presentan las siguientes ecuaciones $DF1_{(Arc-Rift-Col)m1} = (-0.263 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (0.604 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.725 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.660 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (2.191 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.144 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.304 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.054 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.330 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 1.588$ $DF2_{(Arc-Rift-Col)m1} = (-1.196 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.604 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.303 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.436 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.838 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-0.407 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1.021 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1.706 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.126 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 1.068$.

9.2.2.3 ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS

Los elementos de tierras raras son estables durante la meteorización, el transporte y la deposición. Por lo anterior, sus concentraciones y abundancia en los sedimentos son útiles para identificar procedencia (Taylor y McLennan, 1985; Cullers, 2002). El contenido Σ REE en el núcleo 33 y 34 varían de ~92 a 162 ppm y ~71-125 ppm, respectivamente. Las relaciones Eu/Eu* en los núcleos 33 y 34 varían de ~0,63 a 0,73 y ~0,64 a 0,75, respectivamente. Los contenidos de Zr, Y y P₂O₅ muestran una correlación significativa contra Σ REE. Al₂O₃ e Y muestran correlaciones negativas contra Σ REE para los núcleos, lo que sugiere que las fases detríticas de arcilla no contribuyen en la concentración de REE (Papadopoulos, 2018).

Tabla 15.- Concentración de tierras raras en sedimentos para el núcleo 33

NÚCLEO 33																
	0	16	31	61	76	91	121	151	181	210	241	271	301	331	351	361
La	29.12	26.04	25.66	23.66	24.40	23.91	23.87	25.95	21.88	33.16	20.43	20.13	18.30	21.32	35.18	23.43
Ce	56.83	51.05	51.22	50.18	51.17	45.98	50.78	55.54	44.21	61.85	39.22	58.63	43.38	66.09	65.43	46.79
Pr	6.95	6.21	6.23	5.74	5.28	5.70	5.94	6.77	5.33	7.67	4.93	4.73	4.41	5.09	8.28	5.63
Nd	24.84	22.66	24.00	21.89	19.97	21.63	23.03	25.84	20.61	27.21	18.75	17.53	16.58	19.09	30.30	21.49
Pm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sm	4.89	4.47	4.64	4.20	3.76	4.11	4.51	5.04	3.93	5.42	3.46	3.16	2.87	3.60	5.92	3.96
Eu	0.96	0.91	1.05	0.97	0.84	0.90	1.03	1.12	0.92	1.11	0.82	0.69	0.63	0.80	1.38	0.89
Gd	4.20	3.95	4.59	4.17	3.40	3.84	4.37	4.87	3.86	4.74	3.31	2.76	2.56	3.27	5.37	3.81
Tb	0.67	0.64	0.64	0.60	0.46	0.53	0.63	0.68	0.55	0.74	0.45	0.36	0.32	0.43	0.80	0.51
Dy	3.69	3.52	3.56	3.35	2.36	2.86	3.50	3.81	3.03	4.07	2.39	1.95	1.64	2.40	4.15	2.77
Ho	0.73	0.70	0.71	0.67	0.44	0.55	0.70	0.76	0.59	0.82	0.46	0.41	0.30	0.47	0.80	0.54
Er	1.96	1.89	2.09	1.97	1.24	1.61	2.05	2.19	1.75	2.16	1.34	1.05	0.85	1.32	2.06	1.58
Tm	0.28	0.28	0.29	0.27	0.16	0.21	0.28	0.30	0.24	0.31	0.17	0.13	0.10	0.17	0.30	0.20
Yb	1.94	1.91	1.91	1.79	1.02	1.37	1.90	1.99	1.58	2.09	1.12	0.88	0.62	1.08	1.98	1.36
Lu	0.28	0.28	0.29	0.27	0.14	0.20	0.28	0.29	0.24	0.31	0.16	0.11	0.08	0.15	0.28	0.20
LREE	122.6	110.4	111.7	105.6	104.5	101.3	108.1	119.1	95.9	135.3	86.7	104.1	85.5	115.1	145.1	101.3
HREE	13.75	13.16	14.07	13.08	9.20	11.17	13.71	14.89	11.83	15.22	9.39	7.65	6.47	9.30	15.74	10.99
Σ REE	137.3	124.4	126.8	119.7	114.6	113.4	122.8	135.1	108.7	151.6	97.0	112.5	92.6	125.2	162.22	113.18
Eu/Eu*	0.63	0.65	0.69	0.70	0.71	0.69	0.70	0.69	0.72	0.66	0.73	0.70	0.70	0.70	0.74	0.69
Ce/Ce*	0.89	0.89	0.90	0.96	1.00	0.87	0.95	0.93	0.91	0.86	0.87	1.33	1.07	1.41	0.85	0.90

LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm; HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu

Eu/Eu* = $Eu_{CN} / [(Sm_{CN}) * (Gd_{CN})]^{1/2}$.

Tabla 16.- Concentración de elementos de tierras raras en sedimentos para el núcleo 34

NÚCLEO 34																
	0	16	31	46	61	76	91	106	121	136	151	166	180	196	211	231
La	27.91	20.74	19.37	24.83	24.57	26.31	24.06	20.83	22.51	21.80	17.28	16.63	30.67	28.04	19.60	24.18
Ce	55.39	42.23	41.23	50.15	49.93	53.95	49.54	42.77	46.53	44.37	55.84	33.01	57.62	55.68	53.83	47.50
Pr	6.73	4.95	4.07	5.98	5.94	6.50	5.89	5.15	5.54	5.33	4.17	3.91	7.06	5.43	4.63	5.93
Nd	24.47	18.70	15.31	22.64	22.55	24.84	22.08	19.54	21.32	20.35	15.56	14.87	25.21	20.60	17.47	22.57
Pm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm	4.87	3.60	2.66	4.50	4.33	4.80	4.14	3.68	4.07	3.55	2.89	2.82	5.14	3.80	3.14	4.17
Eu	0.98	0.82	0.58	1.01	1.01	1.08	0.92	0.82	0.95	0.80	0.67	0.66	1.05	0.86	0.75	0.98
Gd	4.19	3.47	2.28	4.44	4.29	4.67	3.88	3.43	4.03	3.26	2.73	2.76	4.41	3.49	2.83	3.98
Tb	0.68	0.48	0.29	0.62	0.61	0.67	0.55	0.46	0.58	0.43	0.37	0.38	0.70	0.47	0.37	0.56
Dy	3.80	2.71	1.51	3.49	3.35	3.71	2.94	2.47	3.25	2.24	1.99	2.09	3.86	2.53	2.02	3.08
Ho	0.76	0.53	0.27	0.70	0.68	0.74	0.57	0.48	0.65	0.44	0.38	0.41	0.76	0.47	0.40	0.61
Er	2.01	1.54	0.78	2.07	1.96	2.16	1.70	1.36	1.91	1.21	1.07	1.18	2.10	1.36	1.09	1.74
Tm	0.29	0.21	0.10	0.28	0.27	0.29	0.22	0.18	0.25	0.15	0.14	0.15	0.29	0.18	0.14	0.23
Yb	1.96	1.37	0.64	1.91	1.80	1.98	1.47	1.12	1.67	0.96	0.89	0.99	1.93	1.12	0.86	1.53
Lu	0.31	0.20	0.08	0.29	0.26	0.29	0.21	0.16	0.25	0.13	0.12	0.15	0.27	0.15	0.12	0.22
LREE	119.3	90.2	82.64	108.1	107.3	116.4	105.7	91.9	99.9	95.3	95.7	71.2	125.7	113.5	98.6	104.3
HREE	13.99	10.52	5.96	13.79	13.21	14.50	11.54	9.66	12.58	8.83	7.70	8.11	14.32	9.77	7.84	11.96
ΣREE	134.3	101.5	89.2	122.9	121.6	132.0	118.2	102.4	113.5	105.0	104.1	80.0	141.1	124.2	107.3	117.3
Eu/Eu*	0.65	0.70	0.70	0.68	0.71	0.69	0.69	0.70	0.71	0.71	0.72	0.72	0.66	0.71	0.75	0.73
Ce/Ce*	0.90	0.93	1.03	0.91	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	0.91	1.46	0.91	0.87	1.00	1.25	0.88

LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm; HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu

Eu/Eu* = $Eu_{CN} / [(Sm_{CN}) * (Gd_{CN})]^{1/2}$.

NÚCLEO 34									
	261	291	321	351	381	411	441	471	495
La	26.11	19.00	27.47	23.31	24.80	21.46	19.75	26.71	24.44
Ce	50.13	38.90	55.28	67.10	49.18	42.62	39.14	53.84	51.73
Pr	6.31	4.75	5.27	5.53	6.01	5.30	4.84	6.48	6.03
Nd	24.53	18.36	19.79	21.10	23.11	20.29	18.88	25.09	22.72
Pm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm	4.75	3.55	3.56	3.99	4.46	3.91	3.59	4.83	4.39
Eu	1.11	0.83	0.79	0.92	1.03	0.90	0.84	1.11	1.00
Gd	4.66	3.47	3.24	3.81	4.31	3.84	3.45	4.75	4.38
Tb	0.67	0.50	0.42	0.52	0.60	0.56	0.49	0.70	0.62
Dy	3.78	2.75	2.26	2.89	3.33	3.09	2.72	3.81	3.45
Ho	0.74	0.54	0.43	0.56	0.66	0.62	0.54	0.77	0.68
Er	2.19	1.58	1.19	1.59	1.92	1.77	1.57	2.22	1.97
Tm	0.30	0.21	0.15	0.21	0.25	0.24	0.21	0.30	0.27
Yb	1.94	1.38	0.96	1.35	1.68	1.57	1.40	2.06	1.80
Lu	0.29	0.21	0.13	0.19	0.24	0.23	0.20	0.30	0.27
LREE	111.83	84.55	111.38	121.03	107.57	93.57	86.20	116.95	109.29
HREE	14.58	10.62	8.79	11.12	13.00	11.91	10.57	14.92	13.44
ΣREE	127.53	96.00	120.96	133.08	121.59	106.38	97.60	132.98	123.74
Eu/Eu*	0.72	0.72	0.70	0.72	0.71	0.71	0.72	0.70	0.69
Ce/Ce*	0.87	0.91	1.02	1.31	0.89	0.89	0.89	0.91	0.95

LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm; HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu

Eu/Eu* = $Eu_{CN} / [(Sm_{CN}) * (Gd_{CN})]^{1/2}$.

Colocando los elementos traza en un diagrama ternario para conocer el área fuente como se observa en la Figura 51. El alto contenido de elementos ferromagnesianos como Cr, Ni, y V significó procedencia de tipo máfico. Cuando el sedimento posee > 150 ppm de Ni y Cr, se señala una fuente de tipo ultramáfica. El diagrama ternario Ni-Th*10-V denota que los sedimentos derivan de una fuente cercana a una roca andesítica.

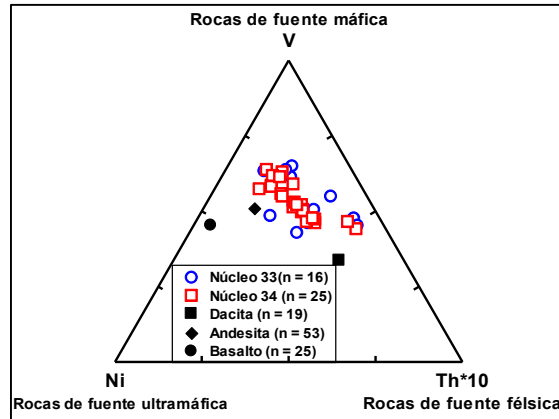


Figura 51.- Diagrama ternario Ni-Th*10-V para los núcleos 33 y 34.

La utilización de tierras raras en este estudio de procedencia fue debido a su baja movilidad y corto tiempo de residencia en agua de mar (Cullers, 2000, 2002). En la Figura 52 se muestran los patrones de las tierras raras normalizadas con Condrita. La anomalía negativa de europio en ambos núcleos insinúa que los sedimentos derivan de rocas intermedias y félsicas.

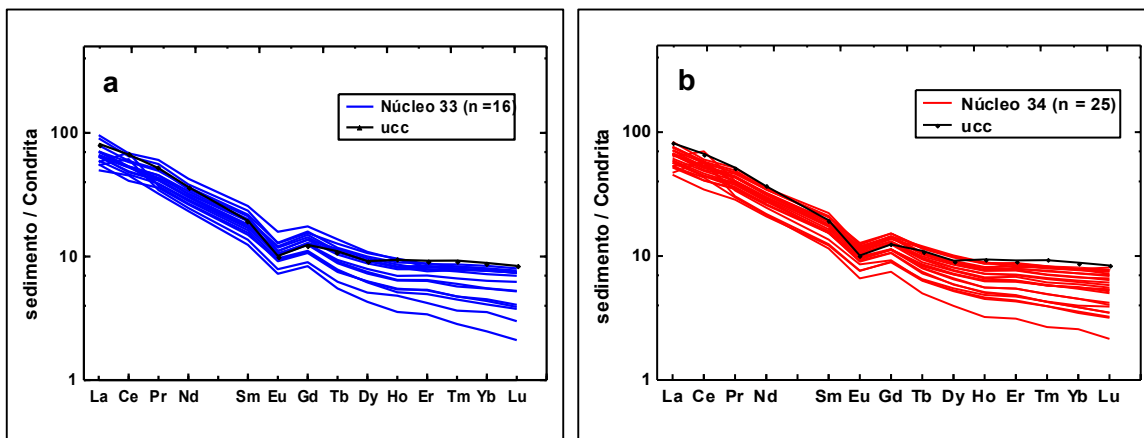


Figura 52.- Patrón de tierras raras en sedimentos normalizado con Condrita para los núcleos 33 y 34 (Taylor y McLennan 1985).

9.2.3 VELOCIDAD DE SEDIMENTACION

Los resultados obtenidos a través de los organismos foraminíferos con un total de 28 especies de foraminíferos planctónicos para los núcleos N33 y N34 se muestran en la Figura 53. La edad alcanzada hasta el Pleistoceno siguiendo el esquema zonal de Kennett y Huddlestun. La base del núcleo N33 corresponde a la sub zona Y2 (Último máximo glacial) y el del núcleo N34 al Y3 (Etapa isotópica marina: MIS - 3).

En la Tabla 17 se observa las edades obtenidas, la sección inferior del núcleo N34 (490 cm) tiene una edad de $34,346 \pm 280$ cal años. BP., que se localiza en el MIS – 3 y una velocidad de sedimentación promedio de 0.014 cm / año. El límite del Pleistoceno/Holoceno se identifica a intervalos de 180 cm (Figura 53). Se observa que N33 tiene mayor velocidad de sedimentación a diferencia de N34 pues solo alcanzó hasta MIS - 2. El límite del Pleistoceno/Holoceno en N33 se localiza en el intervalo de 250 cm. Las diferencias en la velocidad de sedimentación pueden relacionarse con la cantidad de sedimentos terrígenos, agua profundidad y/o la geomorfología del fondo del océano.

Tabla 17.- Edad ^{14}C en foraminíferos en el núcleo 33.

Núcleo	Profundidad (cm)	Organismo analizado	Edad ^{14}C (AP)	^{14}C error (años)	Edad calibrada (AP)	Error calibrado (años, 1σ)
N34	29-31	Organismos foraminíferos	1960	35.5	1554	50.5
	160-161		9040	44.3	9790	90
	180-181		9620	44.3	10520	39
	496-497		30000	171.7	34346	280
	90-91		4400	36	4603	76
	150-151		7030	44	7544	43
	190-191		9170	44	10021	85
	300-301		20120	82	23615	157

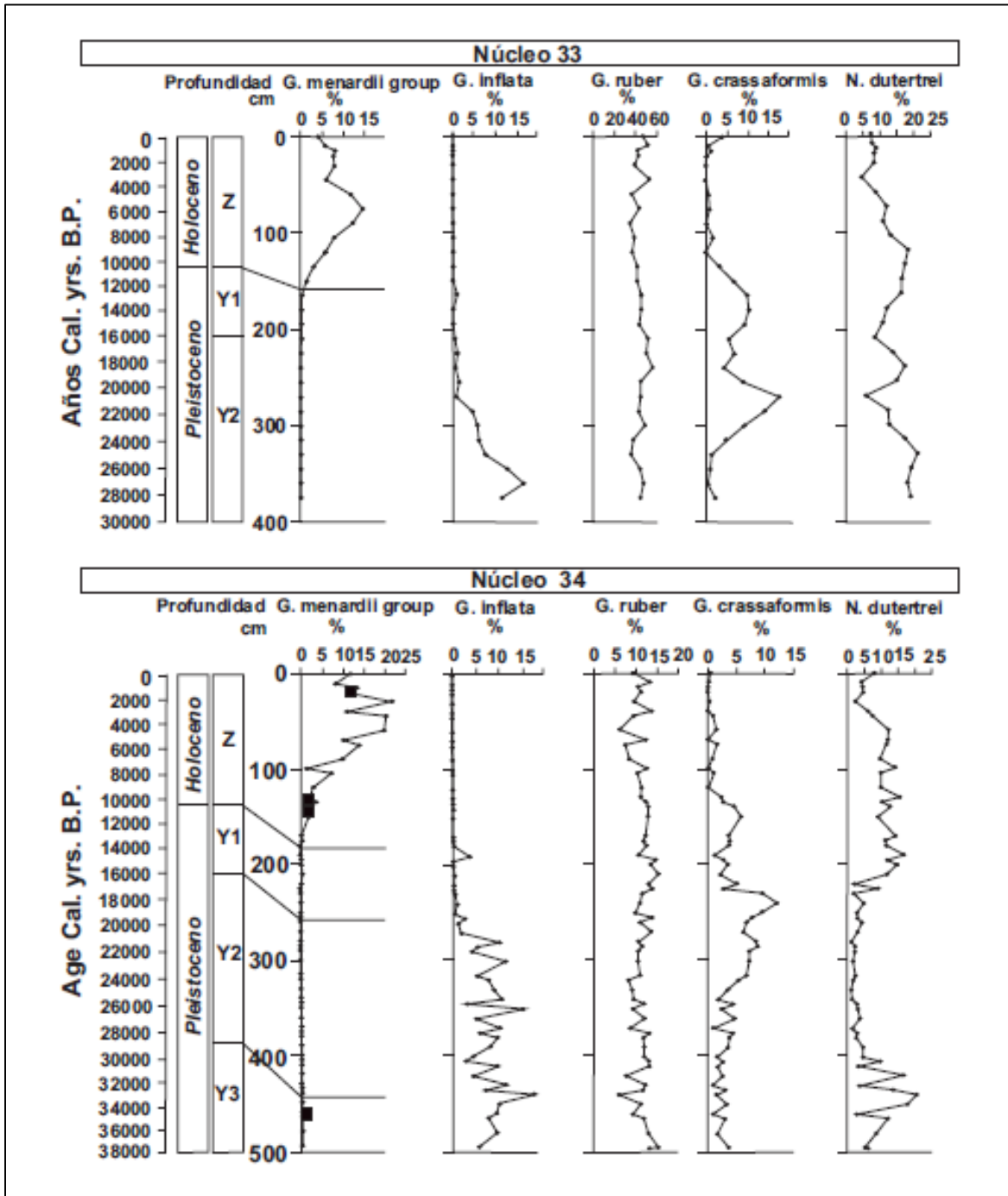


Figura 53.- Distribución de diversas especies de foraminíferos planctónicos a lo largo de los núcleos 33 y 34

Los conjuntos foraminíferos identificados en los dos núcleos N33 y N34 se ilustran en la Figura 54. Cuarenta y seis especies comunes (> 1% al menos en una muestra) en 38 muestras de ambos núcleos. Las especies más abundantes son: *Bolivina lowmani*, *Cassidulina crassa*, *Epistominella vitrea*, *Bolivina albatrossi*, *Alabaminella turgida*, *Gavelinopsis translucens*, *Epistominella exigua*, *Bulimina aculeata*, *Bulimina alazanensis* y *Bulimina mexicana*.

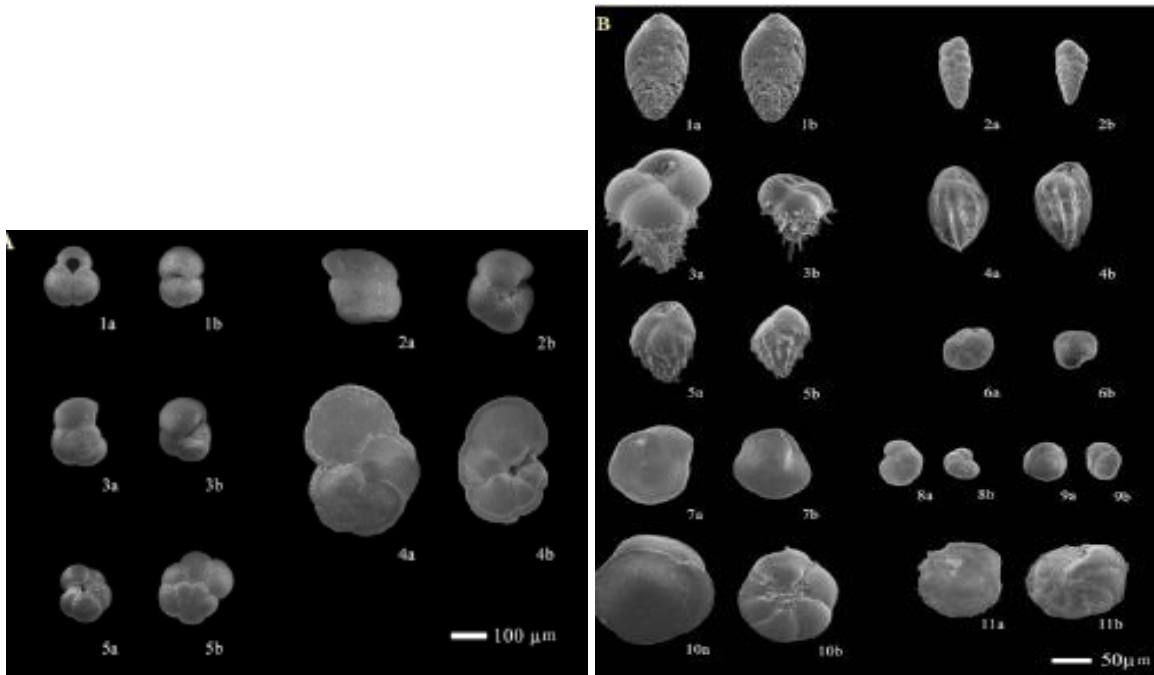


Figura 54.- Especies foraminíferas encontradas en N33 y N34. A) Las especies utilizadas para la reconstrucción de la bioestratigrafía y correlación 1. *Globigerinoides ruber* (a) y (b) ×180 aumento (N33, 150–151 cm); 2. *Globorotalia crassaformis* (a) ×130 y (b) ×120 aumento (N33, 30–31 cm); 3. *Globorotalia inflata* (a) ×160 y (b) ×180 aumento (N34, 345–346 cm); 4. *Globorotalia menardii* (a) ×75 y (b) ×90 aumento (N33, 30–31 cm); 5. *Neogloboquadrina dutertrei* (a) ×170 y (b) ×150 aumento (N34, 495–496 cm). B) Las características de especies bentónicas representadas. *Bolivina albatrossi* (a) ×170 y (b) ×250 aumento (N33, 60–61 cm); 2. *Bolivina lowmani* (a) ×350 y (b) ×400 aumento (N33, 60–61 cm); 3. *Bulimina aculeata* (a) ×220 y (b) ×300 aumento (N33, 60–61 cm); 4. *Bulimina alazanensis* (a) ×300 y (b) ×270 aumento (N33, 150–151 cm); 5. *Bulimina striata* (a) ×300 y (b) ×370 aumento (N33, 150–151 cm); 6. *Cassidulina obtusa* (a) y (b) ×500 aumento (N34, 495–496 cm); 7. *Epistominella exigua* (a) y (b) ×330 aumento (N34, 355–356 cm); 8. *Epistominella vitrea* (a) y (b) ×500 aumento (N34, 495–496 cm) 9. *Eponides turgidus* (a) ×450 y (b) ×500 aumento (N34, 495–496 cm); 10. *Gavelinopsis translucens* (a) ×230 y (b) ×270 aumento (N34, 435–436 cm); 11. *Osangularia culter* (a) y (b) ×330 (N33, 150–151 cm).

9.2.4 DISCUSIÓN

9.2.4.1 GRANULOMETRÍA Y GEOQUÍMICA DEL SEDIMENTO

De manera general, la composición química varió ampliamente entre rocas félsicas ígneas intermedias y máficas. Girty *et al.* (1996) documentaron que la relación entre Al_2O_3/TiO_2 en rocas ígneas máficas es <14 , en rocas ígneas intermedias varía de ~ 19 a 28 , mientras que en rocas félsicas es > 28 . Los resultados para N33 ($\sim 16-27$) y N34 ($\sim 22-26$) indican que los sedimentos posiblemente se derivaron de rocas ígneas intermedias.

Dentro de los resultados se tiene que el núcleo 34 alcanzó una edad de $34,346 \pm 280$ cal años. Normalizando los elementos mayores con UCC presenta enriquecimiento de elementos como TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO y CaO además de un empobrecimiento de SiO_2 , Na_2O y K_2O . Las correlaciones mostraron una relación positiva entre TiO_2 vs Fe_2O_3 y MgO además de falta de significancia con Al ; lo anterior podría sugerir que el titanio se encuentra en fracciones máficas (Madhavaraju *et al.*, 2016, 2017; Yang y Du 2017). Para los elementos Rb , Sr y su relación con K no presentaron significancia lo que denotó que no se encuentran asociados a feldespatos (Hou *et al.*, 2018). Las tierras raras y su relación con Al_2O_3 es no significativa lo que expone que las arcillas no contribuyen en la concentración de tierras raras (Papadopoulos, 2018). Los oligoelementos como La , Y y Th se concentran en rocas ígneas félsicas, además elementos como Cr , Ni , Co y V se encuentran enriquecidos en rocas ígneas máficas; de ahí las proporciones elementales y los diagramas bivariados basados en estos elementos para discriminar la procedencia de sedimentos (Cullers, 2000; Armstrong-Altrin *et al.*, 2014; Basu, 2017). Respecto a los sedimentos de grano fino con altas concentraciones de Cr (> 150 ppm), Ni (> 100 ppm) y con bajos valores en las relaciones Cr/Ni ($\sim 1.3-1.5$) sugieren la derivación de sedimentos por la meteorización de rocas ultramáficas (Garver *et al.*, 1996). Los valores obtenidos para Cr , Ni y Cr/Ni en núcleos N33 ($\sim 54-278$, $\sim 15-64$ y $\sim 1.2-9.3$, respectivamente) y N34 ($\sim 47-97$, $\sim 18-62$ y $\sim 1.2-4.1$, respectivamente) manifiestan que los sedimentos derivan de la combinación de rocas intermedias como andesita y rocas máficas como basalto. La similitud en patrones de tierras raras y la anomalía de europio entre los núcleos N33 y N34 exponen que los sedimentos se derivaron de una fuente común.

Los factores de enriquecimiento para discriminar las fuentes naturales y antropogénicas (Pakzad *et al.*, 2014; Celis-Hernández *et al.*, 2018; Lazo *et al.*, 2018) se calcularon considerando los valores de PAAS y UCC para los metales pesados (Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, Zn y V). Los valores en los núcleos N33 y N34 son <2 , sugiere que no hay enriquecimiento de metales pesados en sedimentos debido a origen antropogénico. El único metal con un ligero enriquecimiento es Sr que puede indicar concentración de minerales inestables como piroxeno y feldespato. Bindeman y Davis (2000) observaron que el estroncio es compatible con feldespatos y tiene un alto valor de coeficiente de partición para piroxenos (Frei *et al.*, 2009). Los valores de CIA también revelan una intensidad moderada. El índice de geo acumulación presento valores <0 para los núcleos N33 y N34 por lo que los metales pesados en los sedimentos no se deben a una fuente antropogénica.

La concentración de elementos traza como V, U, Cr, Cu y Zn en sedimentos clásticos son muy sensibles cuando son depositados, estas concentraciones fueron utilizadas para inferir la condición redox (Hua *et al.*, 2013; Hu *et al.*, 2017; Madhavaraju *et al.*, 2016b; Ramos-Vázquez *et al.*, 2017; Touati, 2017; Bansal *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2018a). El contenido de vanadio en sedimentos aumenta en condiciones subóxicas y anóxicas, además la relación V/Cr aumenta con la disminución de oxígeno en la columna de agua (Tribovillard *et al.*, 2006). Jones y Manning (1994) documentaron que las relaciones V/Cr debajo de 2 representa condición óxica, mientras que arriba 4.5 sugiere condición anóxica. Estos autores refieren que las relaciones Ni/Co <5 , $5-7$ y >7 , reflejan condiciones óxicas, sub-óxicas y redox, respectivamente (Hallberg, 1976). El contenido de uranio antigénico también se considera como un índice de anoxia del agua del fondo, expresado como $U_{au} = (\text{total U}) e \text{ Th} / 3$. El contenido de $U_{au} > 12$ representa condición anóxica, 5 a 12 muestra subóxico a dióxico y <5 exhibe condiciones óxicas deposicionales. Como se mencionó anteriormente, en este estudio, las relaciones V/Cr, Ni/Co, Cu/Zn, (Cu + Mo) Zn y U_{au} en núcleos de sedimentos para N33 ($\sim 0.57-1.91$, $\sim 0.5-4.7$, $\sim 0.28-0.72$, $\sim 0.29-0.73$, $\sim 1.28-8.54$, respectivamente) y N34 ($\sim 1.18-2.43$, $\sim 0.95-4.3$, $\sim 0.33-0.52$, $\sim 0.34-0.53$, $\sim 1.37-2.71$, respectivamente) se ubican en el límite de condiciones óxicas, que sugieren un ambiente deposicional óxico.

9.2.4.2 RADIOCARBONO EN SEDIMENTOS

La mayoría de las especies de foraminíferos identificadas en ambos núcleos son características del ambiente batial en el Golfo de México (Denne y Sen Gupta, 1991, 1993; Sen Gupta *et al.*, 2009a; Machain-Castillo *et al.* 2010) particularmente en Bolivina - Bulimina Facies (Poag, 2015), relacionados a la masa de agua mínima de oxígeno en el Golfo de México. Algunas de las especies tienen una amplia tolerancia a bajas concentraciones de oxígeno y pueden tolerar períodos de anoxia (Pérez-Cruz y Machain, 1990; Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993; Sen Gupta *et al.*, 2009b). La concentración de los elementos mayores, trazas y tierras raras no variaron durante más de ~34,000 años, lo que sugiere una homogeneidad en su procedencia.

Finalmente, los diagramas de discriminación de Armstrong-Altrin (2016) que emplean la concentración de elementos mayores y traza para discriminar sedimentos de margen activo y pasivo. La mayoría de las muestras caen en margen pasivo, excepto tres muestras, probablemente representa los sedimentos derivados del campo volcánico Los Tuxtlas hacia el sur del Golfo de México (Verma y Verma, 2018).

9.- RESULTADOS

9.3 GM-NORTE PLAYAS



Figura 55.- Ubicación de muestras en playa Tesoro (Izquierda) y muestras en playa Barra del Tordo (Derecha) en Tampico, Tamaulipas.

9.3.1 GRANULOMETRÍA

Esta zona comprende dos playas ubicadas en el estado de Tamaulipas (playa Tesoro y playa Barra del Tordo) y cinco núcleos con una longitud aproximadamente de 30 cm cada uno. Dentro de la caracterización de los sedimentos, se presenta el análisis granulométrico en la Tabla 18 para la playa Tesoro.

De acuerdo a la clasificación realizada por Folk y Ward (1957), los sedimentos de playa Tesoro presentan un tamaño de grano de arena fina. Su clasificación describe a los sedimentos como muy bien clasificados. En asimetría tienen una distribución casi simétrica, solo en las muestras T17-T20 es muy asimétrico hacia tamaños gruesos, mientras que para la cúrtosis es del tipo mesocúrtica.

Tabla 18.- Parámetros granulométricos en sedimentos de playa Tesoro

Playa Tesoro (PT)				
Muestra	Mz (θ)	Clasificación (θ)	Asimetría	Cúrtosis
PT1	3.07	0.28	-0.20	1.17
PT2	3.32	0.29	-0.21	0.97
PT3	3.05	0.29	-0.24	1.02
PT4	3.03	0.31	-0.33	1.43
PT5	3.08	0.27	-0.10	0.92
PT6	3.08	0.28	-0.12	1.11
PT7	3.12	0.27	-0.01	1.23
PT8	3.30	0.33	-0.30	1.13
PT9	3.35	0.29	-0.24	1.37
PT10	3.27	0.29	-0.14	1.05
PT11	3.07	0.28	-0.20	0.91
PT12	3.08	0.29	-0.15	1.02
PT13	3.08	0.29	-0.15	0.51
PT14	3.08	0.30	-0.18	1.29
PT15	3.05	0.30	-0.30	0.96
PT16	3.03	0.32	-0.36	1.18
PT17	3.00	0.23	-1.90	1.02
PT18	3.05	0.24	-1.37	1.17
PT19	3.05	0.23	-1.36	1.11
PT20	3.05	0.23	-1.41	0.97
Prom. (n=20)	3.11	0.28	-0.46	1.08
Des Est.	0.11	0.03	0.55	0.20

Por otra parte, playa Barra del Tordo presenta los siguientes valores, el tamaño de grano indica arena media a fina, se encuentra moderadamente clasificada, los sedimentos presentan asimetría hacia tamaños gruesos y la cúrtosis se clasifica como leptocúrtica.

Tabla 19.- Parámetros granulométricos en sedimentos de playa Barra del Tordo

Playa Barra del Tordo (PBT)				
Muestra	Mz (θ)	Clasificación (θ)	Asimetría	Cúrtosis
PBT1	2.47	0.69	-0.11	2.66
PBT2	2.33	0.63	-0.20	3.07
PBT3	2.33	0.36	0.05	1.02
PBT4	2.37	0.66	-0.22	2.54
PBT5	2.35	0.63	-0.28	2.46
PBT6	2.42	0.62	-0.26	2.73
PBT7	2.38	0.64	-0.33	2.24
PBT8	1.60	1.07	-0.63	2.55
PBT9	1.60	1.08	-0.66	2.97
PBT10	1.62	1.08	-0.65	2.92
PBT11	2.30	0.60	-0.28	3.02
PBT12	2.37	0.60	-0.54	2.97
PBT13	2.40	0.60	-0.31	3.02
PBT14	2.30	0.57	-0.32	2.87
PBT15	2.35	0.59	-0.46	2.60
PBT16	2.42	0.61	-0.28	2.69
PBT17	2.33	0.57	-0.52	2.87
PBT18	2.42	0.62	-0.26	2.73
PBT19	2.40	0.60	-0.30	2.73
PBT20	2.47	0.63	-0.40	2.73
Prom. (n=20)	2.26	0.67	-0.35	2.67
Des Est.	0.29	0.19	0.18	0.44

9.3.2 MINERALOGÍA

A través de un microscopio electrónico de barrido con un detector de espectrometría de energía dispersiva por sus siglas en inglés (SEM-EDS). Se obtuvieron los siguientes datos. Para la muestra PT1 de playa Tesoro a partir de las concentraciones observadas, los minerales presentes son circones, ilmenita, cuarzo, feldespatos potásicos y organismos biogénicos (Figura 56-58).

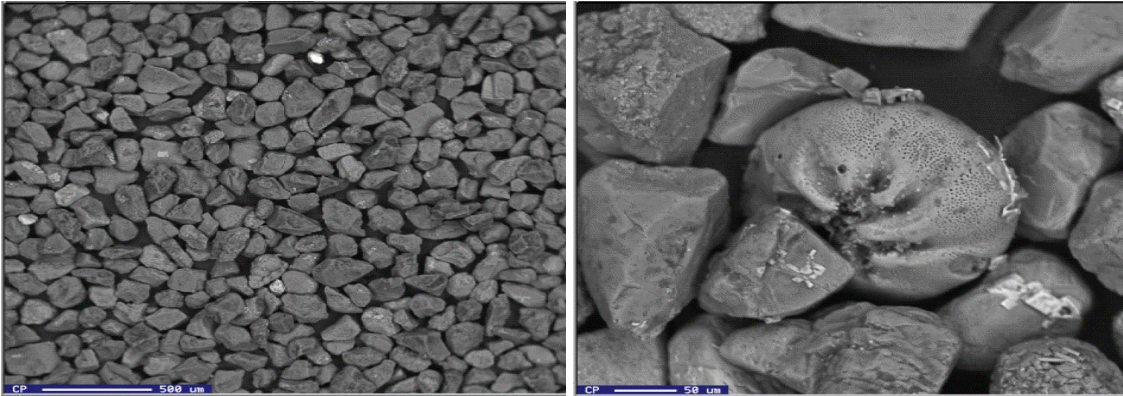


Figura 56.- Izquierda, panorama general del sedimento, a la derecha un foraminífero que corresponde a sedimentos de Playa Tesoro (T1).

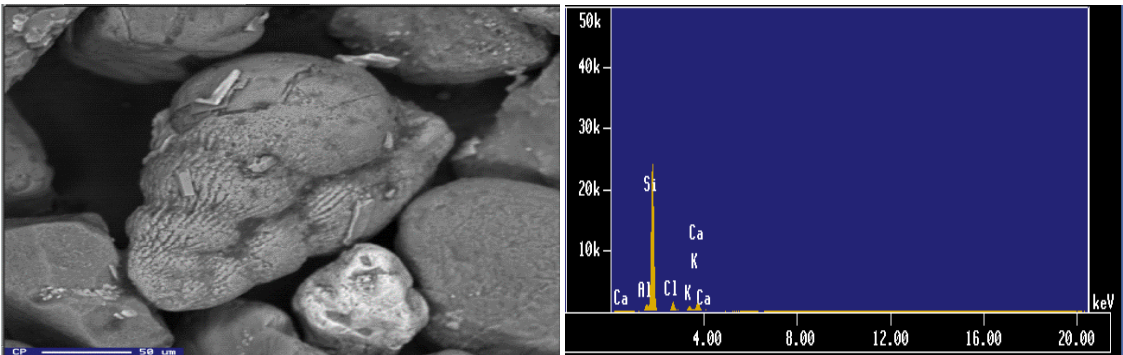


Figura 57.- Muestra de sedimentos de Playa Tesoro (PT1), izquierda: foraminífero, derecha: feldespato potásico.

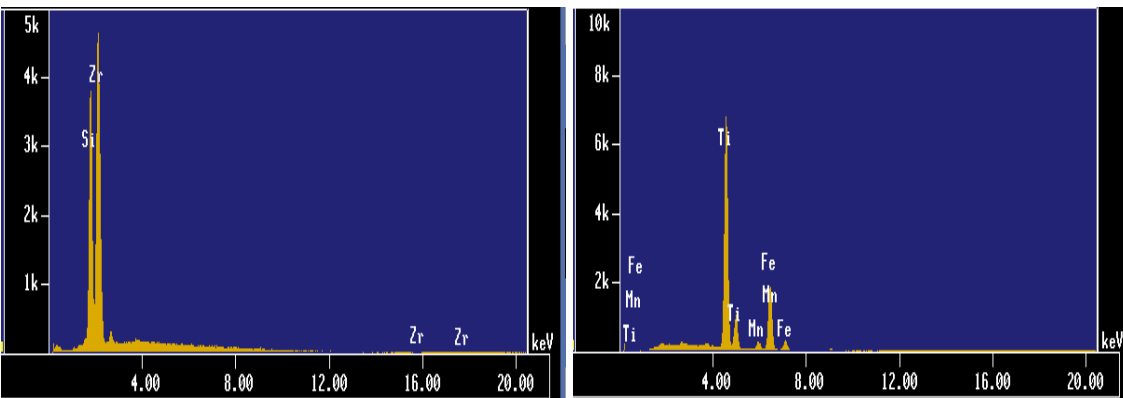


Figura 58.- Muestras de granos de sedimentos de Playa Tesoro (PT1), presencia de circones (izquierda) y titanita (derecha).

Las Figuras anteriores presentaron concentraciones que indican presencia de ilmenita, halita, feldespato potásico y cuarzo. Para la Figura 59 se tiene presencia de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), la forma del mineral se aprecia como pequeños prismas alargados sobre un cuarzo (debido a la señal presente).

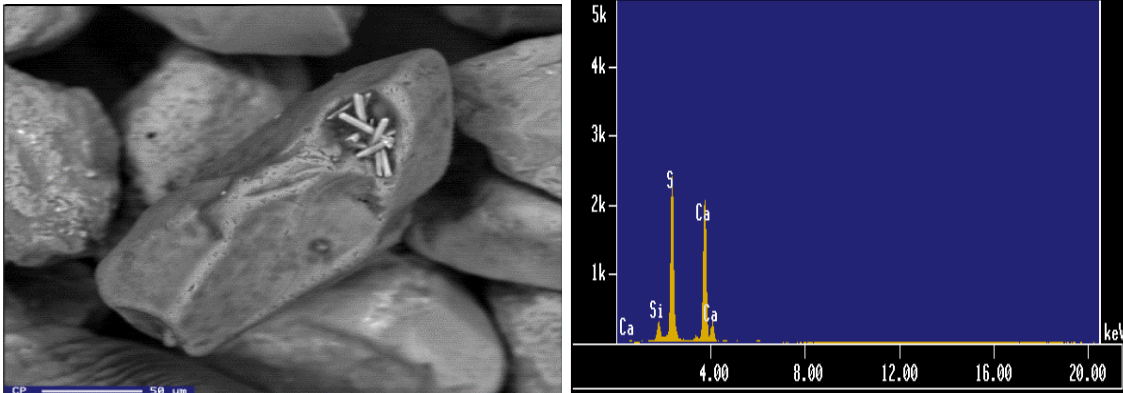


Figura 59.- Muestra de granos de sedimento para Playa Tesoro (PT15), imagen y espectro de presencia de yeso.

En la Figura 60 se tiene un mayor contenido de minerales pesados, específicamente circón, seguido de ilmenita, feldespatos potásicos, calcita, titanomagnetita, y clorita.

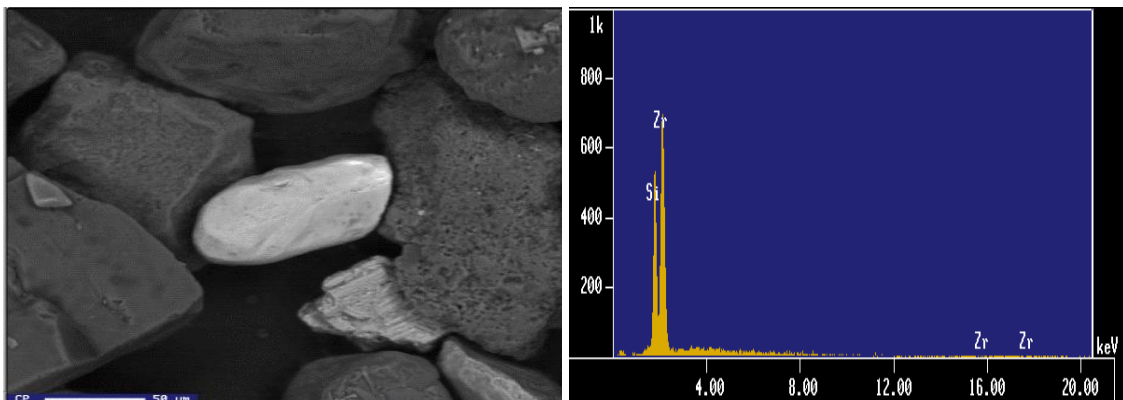


Figura 60.- Muestras de granos de Playa Tesoro (PT20), señal de circón e imagen.

Respecto a playa Barra del Tordo, la muestra 1 de manera general nos indica la presencia de cuarzo, ilmenita, magnetita y titanita (Figura 61 y 62).

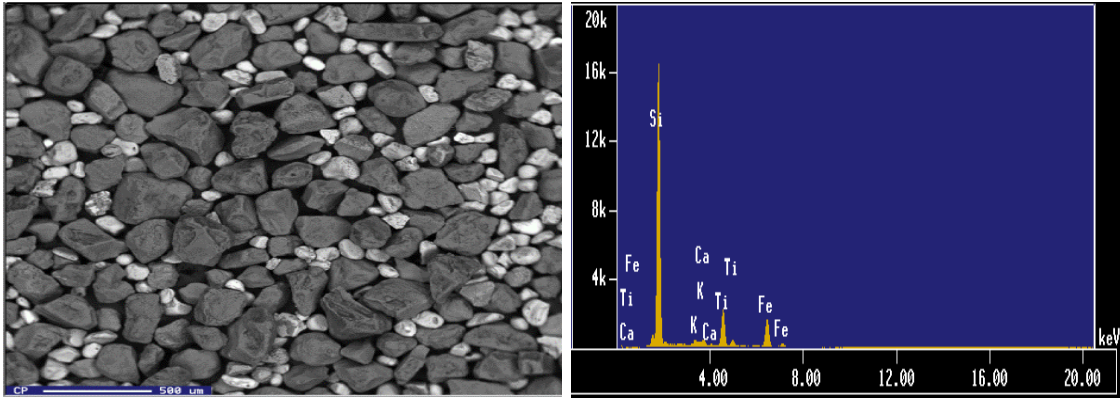


Figura 61.- Muestra de sedimentos de Playa Barra del Tordo (PBT1), concentración general.

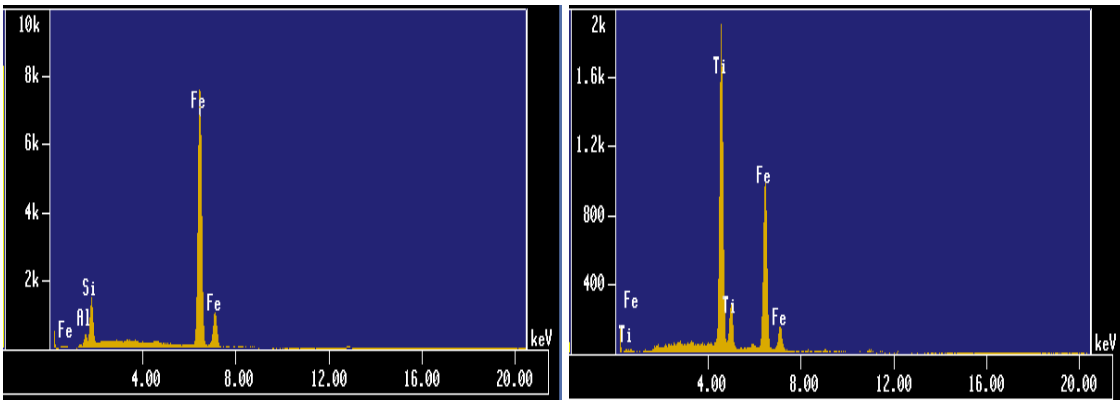


Figura 62.- Muestras de granos de Playa Barra del Tordo (PBT1), señales de magnetita e ilmenita.

En la muestra PBT6 se advirtió la presencia de plagioclasa potásica, ilmenita y cuarzo, se presenta la imagen del grano que se refiere a ilmenita y su espectro en la Figura 63.

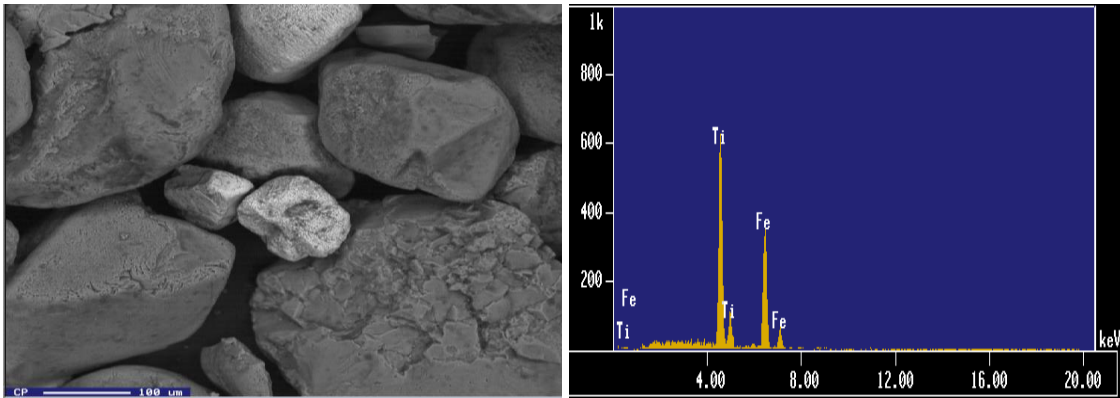


Figura 63.- Muestra de granos para Playa Barra del Tordo (PBT6), imagen y señal de ilmenita.

En la muestra PBT13 nuevamente se presentan los minerales pesados como en las muestras anteriores, además de cuarzo y plagioclasas se infiere que existe una homogeneización en la playa.

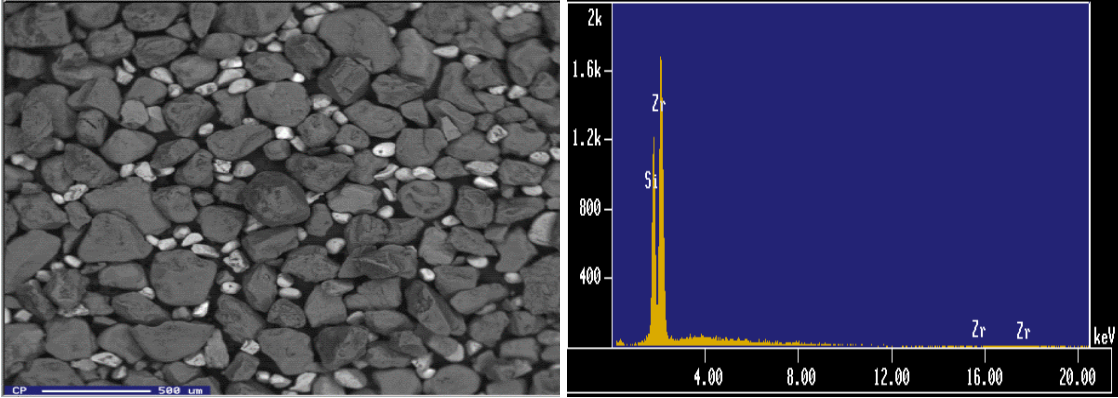


Figura 64.- Muestra de sedimentos para Playa Barra del Tordo (PBT13), señal de circón.

9.3.3 PETROGRAFÍA

A partir de sedimentos de playa Tesoro se llevaron a cabo secciones delgadas que fueron examinadas en el microscopio petrográfico para la identificación de minerales, observándose en la Figura 65.

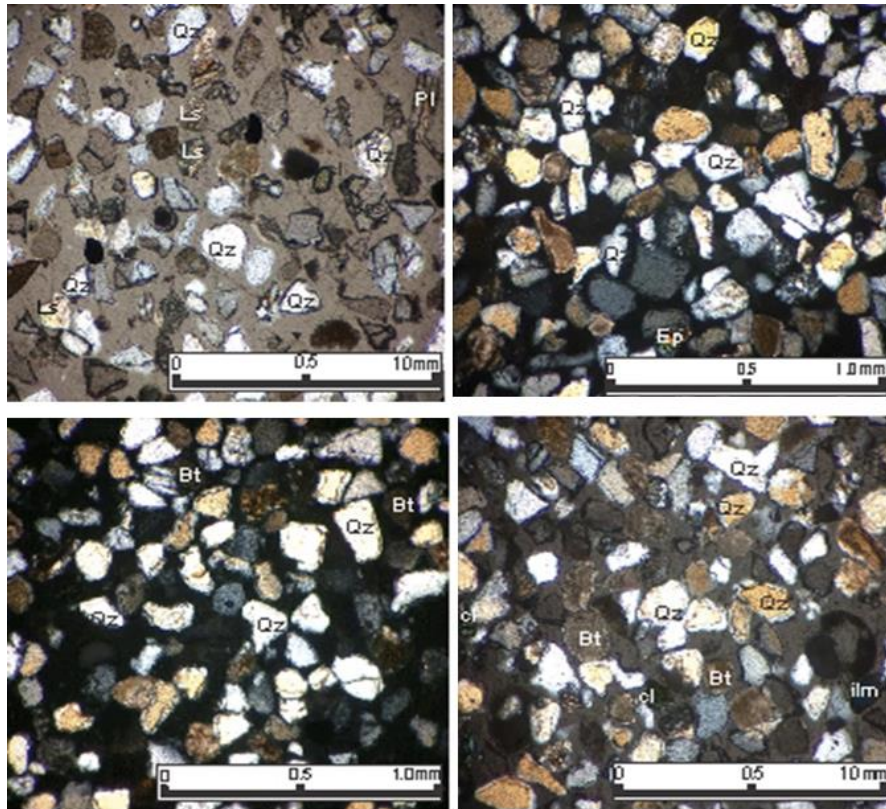


Figura 65.- Fotomicrografías de sedimentos para playa Tesoro (PT1, PT11 y PT19)

Mientras que para playa Barra del Tordo (Figura 66) se observó un mayor enriquecimiento en minerales pesados como circón y magnetita, además de minerales como cuarzo, epidota y feldespatos. Es importante mencionar que el tamaño de grano es mayor para Barra del Tordo.

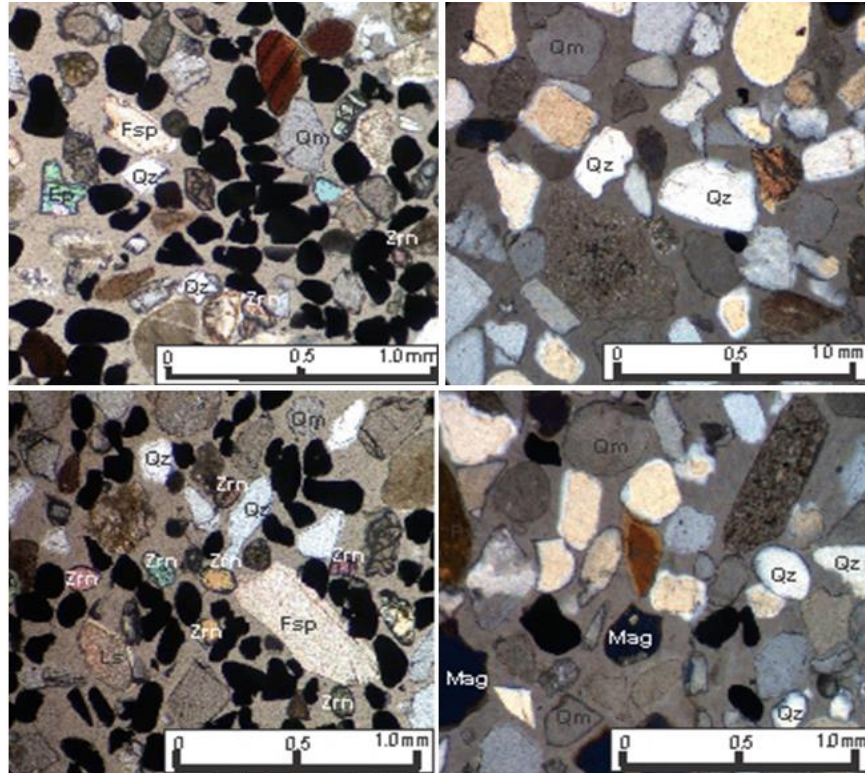


Figura 66.- Fotomicrografías de los sedimentos de playa Barra del Tordo (PBT1, PBT7 y PBT13).

9.3.4 DIFRACCION DE RAYOS X

Para la identificación mineralógica y su predominancia, las muestras se analizaron mediante difracción de rayos X para cada playa. Los resultados para playa Tesoro fueron cuarzo y anortita (Figura 67).

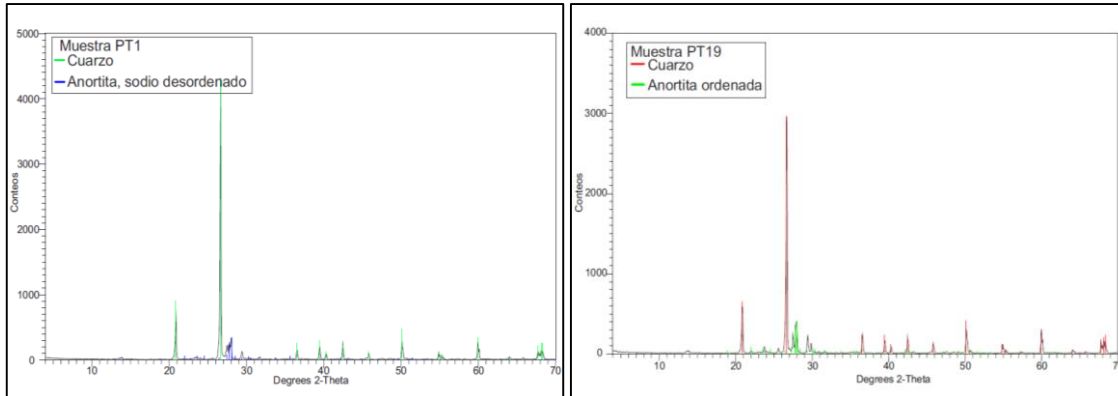


Figura 67.- Difractogramas de sedimentos para playa Tesoro (PT1 y PT19).

Para playa Barra del Tordo (Figura 68) se observó un mayor contenido de minerales como ilmenita perteneciente al grupo de los óxidos con alta resistencia a la alteración. Clinoferosilita que pertenece al grupo del piroxeno seguido por anortita, cuarzo, cordierita y aragonita.

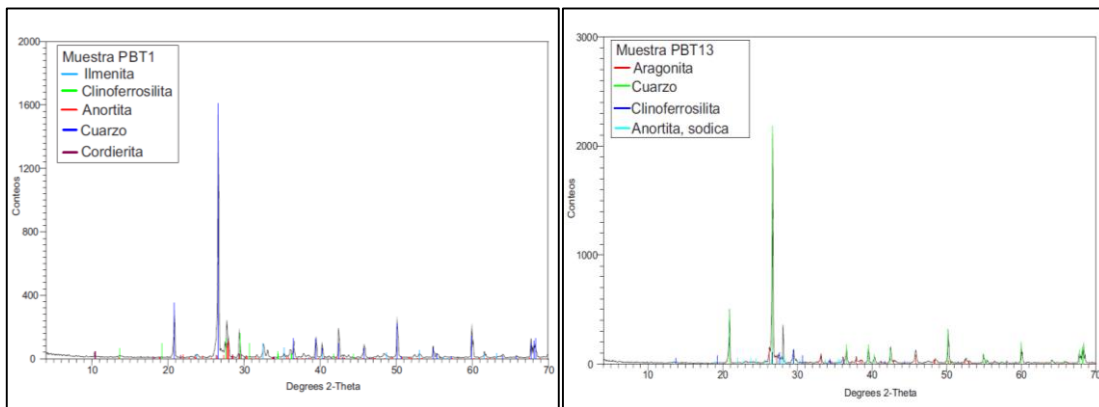


Figura 68.- Difractogramas de sedimentos para playa Barra del Tordo (PBT1 y PBT13).

9.3.5 GEOQUIMICA

9.3.5.1 ELEMENTOS MAYORES

La playa Tesoro presenta altas concentraciones de SiO₂ y Al₂O₃ que nos indican la presencia de minerales arcillosos o cuarzo (mineral resistente), además en menor proporción se tiene Fe₂O₃, TiO₂ y MnO, la concentración de K₂O y Na₂O presentan relación 1:1. Los índices de intemperismo muestran un nivel moderado debido al transporte que han sufrido los sedimentos hasta la zona de depósito.

Tabla 20.- Concentración de elementos mayores en sedimentos para playa Tesoro (PT).

	PT1	PT3	PT5	PT7	PT9	PT11	PT13	PT15	PT17	PT19
SiO ₂ (%)	82.979	82.858	83.046	84.113	83.497	83.116	82.926	82.679	83.499	83.051
TiO ₂ (%)	0.194	0.108	0.182	0.171	0.13	0.118	0.158	0.138	0.15	0.146
Al ₂ O ₃ (%)	4.192	4.33	4.039	4.069	4.3	4.351	4.303	4.02	4.086	4.13
Fe ₂ O ₃ (%)	0.531	0.448	0.523	0.499	0.46	0.461	0.507	0.472	0.556	0.621
MnO (%)	0.027	0.024	0.027	0.025	0.024	0.024	0.026	0.028	0.025	0.025
MgO (%)	0.269	0.236	0.247	0.25	0.238	0.245	0.27	0.275	0.251	0.247
CaO (%)	3.589	3.614	3.516	3.465	3.469	3.543	3.489	3.624	3.635	3.592
Na ₂ O (%)	1.32	1.303	1.202	1.248	1.297	1.319	1.429	1.326	1.282	1.32
K ₂ O (%)	1.426	1.402	1.359	1.29	1.346	1.467	1.47	1.332	1.302	1.454
P ₂ O ₅ (%)	0.036	0.031	0.033	0.033	0.032	0.031	0.032	0.033	0.032	0.03
LOI (%)	3.4	3.45	3.34	3.21	3.11	3.22	3.5	3.63	3.58	3.63
Sum (%)	97.963	97.804	97.514	98.373	97.903	97.895	98.110	97.557	98.398	98.246
CIA	39.821	40.661	39.927	40.399	41.299	40.740	40.249	39.022	39.651	39.348
CIW	46.061	46.826	46.123	46.333	47.430	47.227	46.665	44.816	45.385	45.676
PIA	36.039	37.323	36.226	37.092	38.264	37.232	36.550	35.192	36.151	35.266
ICV	1.748	1.642	1.740	1.701	1.613	1.643	1.701	1.782	1.756	1.786
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	19.795	19.136	20.561	20.672	19.418	19.103	19.272	20.567	20.435	20.109
K ₂ O / Na ₂ O	1.080	1.076	1.131	1.034	1.038	1.112	1.029	1.005	1.016	1.102
Al ₂ O ₃ / Na ₂ O	3.176	3.323	3.360	3.260	3.315	3.299	3.011	3.032	3.187	3.129
K ₂ O / Al ₂ O ₃	0.340	0.324	0.336	0.317	0.313	0.337	0.342	0.331	0.319	0.352

CIA Índice de alteración química (CIA = [Al₂O₃ / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] × 100; Nesbitt y Young 1982), CIW Índice de intemperismo químico ([Al₂O₃ / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O)] × 100; Harnois 1988), PIA Índice de alteración de Plagioclasas ([Al₂O₃ - K₂O / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O)] × 100; Fedo *et al.* 1995), ICV Índice de variabilidad composicional ([CaO + K₂O + Na₂O + Fe₂O_{3(t)} + MgO + MnO + TiO₂] / Al₂O₃]; Cox *et al.* 1995), Fe₂O₃* el Fe total expresado como Fe₂O₃.

Asimismo, playa Barra del Tordo tiene hierro, titanio y manganeso en concentraciones elevadas con respecto a los demás elementos mayores, lo anterior se ve reflejado con la presencia de minerales pesados. Los índices de intemperismo son mayores comparado con playa Tesoro.

Tabla 21.- Concentración de elementos mayores en sedimentos para playa Barra del Tordo (PBT).

	PBT1	PBT3	PBT5	PBT7	PBT9	PBT11	PBT13	PBT15	PBT17	PBT19
SiO ₂ (%)	73.236	86.857	89.995	80.283	90.303	91.409	89.135	91.415	91.226	88.698
TiO ₂ (%)	9.388	1.281	0.599	5.086	0.88	0.288	1.11	0.137	0.239	1.095
Al ₂ O ₃ (%)	2.391	2.71	2.833	2.767	2.34	2.363	2.75	2.705	2.702	3.074
Fe ₂ O ₃ (%)	10.02	1.634	0.902	6.033	1.179	0.493	1.585	0.327	0.464	1.572
MnO (%)	0.273	0.052	0.031	0.172	0.042	0.022	0.053	0.014	0.021	0.049
MgO (%)	0.723	0.243	0.134	0.506	0.236	0.15	0.271	0.111	0.136	0.187
CaO (%)	1.071	1.663	0.36	1.215	0.564	0.314	0.582	0.233	0.289	0.436
Na ₂ O (%)	0.533	0.695	0.703	0.628	0.551	0.607	0.704	0.69	0.689	0.761
K ₂ O (%)	0.609	1.009	1.118	0.887	0.823	0.907	0.959	1.08	1.054	1.162
P ₂ O ₅ (%)	0.02	0.024	0.02	0.022	0.019	0.017	0.021	0.017	0.018	0.02
LOI (%)	-0.039	1.07	1.49	0.21	0.19	0.25	0.24	0.23	0.34	0.24
Sum (%)	98.225	97.238	98.185	97.809	97.127	96.82	97.41	96.959	97.178	97.294
CIA	51.93	44.59	56.50	50.34	54.70	56.38	55.06	57.46	57.08	56.58
CIW	59.85	53.47	72.72	60.02	67.73	71.95	68.14	74.56	73.42	71.97
PIA	52.63	41.91	61.74	50.50	57.64	61.25	58.21	63.78	62.76	61.50
ICV	9.35	2.41	1.35	5.19	1.81	1.17	1.89	0.95	1.06	1.70
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	30.63	32.05	31.77	29.01	38.59	38.68	32.41	33.79	33.76	28.85
K ₂ O / Na ₂ O	1.143	1.452	1.590	1.412	1.494	1.494	1.362	1.565	1.530	1.527
Al ₂ O ₃ / Na ₂ O	4.486	3.899	4.030	4.406	4.247	3.893	3.906	3.920	3.922	4.039
K ₂ O / Al ₂ O ₃	0.255	0.372	0.395	0.321	0.352	0.384	0.349	0.399	0.390	0.378

CIA Índice de alteración química (CIA = $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$; Nesbitt y Young 1982), CIW Índice de intemperismo químico ($[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$; Harnois 1988), PIA Índice de alteración de Plagioclasas ($[Al_2O_3 - K_2O / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$; Fedo *et al.* 1995), ICV Índice de variabilidad composicional ($[(CaO + K_2O + Na_2O + Fe_2O_3^{(t)} + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3]$; Cox *et al.* 1995), Fe₂O₃* el Fe total expresado como Fe₂O₃.

Los resultados obtenidos se normalizaron respecto a la UCC, en la Figura 69 se tienen enriquecimientos diferenciados, para playa Tesoro se aprecia empobrecimiento de todos los elementos mayores respecto a la corteza continental superior (UCC), las 20 muestras de Tesoro tienen un mismo comportamiento. Barra del Tordo exhibe enriquecimientos en SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 y MnO , se puede advertir que las 20 muestras presentan diferencias entre si referente a su concentración de elementos mayores.

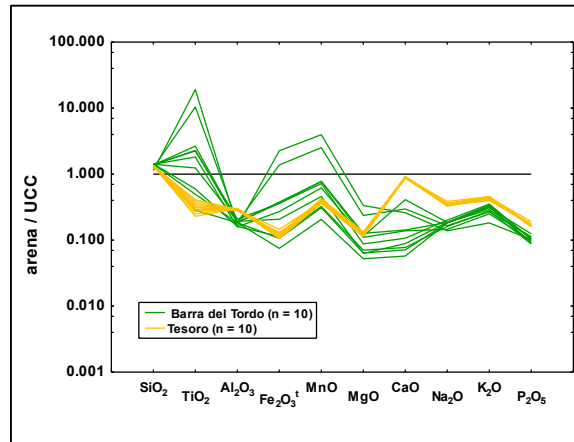


Figura 69.- Elementos mayores normalizados con UCC para playa Tesoro y Barra del Tordo (Taylor y McLennan 1985).

Realizando el diagrama de discriminación con nuestros datos, todas las muestras caen en el campo de fuente cuarzosa (Figura 70), pero entre las playas se aprecian diferencias.

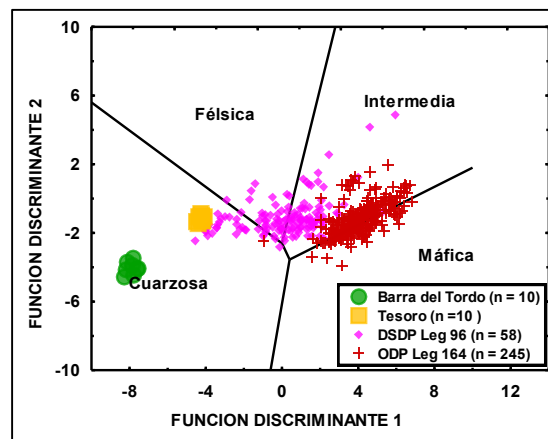


Figura 70.- Diagrama discriminante para Tesoro y Barra del Tordo (Roser y Korsch 1988). Las funciones discriminantes son: función discriminante 1 = $(-1.773 \text{ TiO}_2) + (0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \text{ Fe}_2\text{O}_3) + (-1.5 \text{ MgO}) + (0.616 \text{ CaO}) + (0.509 \text{ Na}_2\text{O}) + (-1.224 \text{ K}_2\text{O}) + (-9.09)$; función discriminante 2 = $(0.445 \text{ TiO}_2) + (0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3) + (-0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \text{ MgO}) + (0.438 \text{ CaO}) + (1.475 \text{ Na}_2\text{O}) + (1.426 \text{ K}_2\text{O}) + (-6.861)$.

9.3.5.2 ELEMENTOS TRAZA

La playa Tesoro, tiene concentraciones que varían entre elementos (Tabla 22), algunos de ellos son Ba, Sr, Cu y Zn que representan las concentraciones más elevadas en el sedimento, estos elementos son característicos en rocas félsicas.

Tabla 22.- Concentración de elementos traza en sedimentos de playa Tesoro (PT).

Muestras	PT1	PT3	PT5	PT7	PT9	PT11	PT13	PT15	PT17	PT19
Ba	36.3	55.9	56.3	54.8	60.9	56.2	54.8	59.8	57.1	69.9
Co	1	1	1.1	1	1	1	1	1	1.1	1
Cr	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Cs	0.29	0.35	0.32	0.32	0.34	0.35	0.33	0.36	0.33	0.36
Cu	113	77.8	59.8	72.8	39.4	37.5	40.4	34.4	52.3	64.8
Hf	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1
Mo	0.15	0.15	0.16	0.15	0.14	0.17	0.18	0.16	0.16	0.16
Nb	0.5	0.3	0.5	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4
Ni	1.2	1.2	1.3	1.3	1.2	1.1	1.1	1.2	1.1	1
Pb	1.9	2.1	2.3	2.7	2.4	2.5	2.4	2.5	2.4	2.6
Rb	2.6	4	4	3.9	4.4	4.3	3.9	4.7	3.9	5.3
Sc	0.4	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5
Sn	1.83	1.51	1.73	2.61	1.63	2.14	2.15	1.81	2.8	3.07
Sr	60.1	67.3	65.7	59.1	64.8	64.2	62.4	67.9	70.6	72.4
Th	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2	1.2	1.3
U	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3
V	6	6	7	7	6	6	7	7	7	7
Y	3.26	3.18	3.63	3.71	3.26	3.21	3.63	3.35	3.33	3.42
Zn	32.9	23.8	17.3	14.1	9.6	8.2	8.4	8.6	8.6	9.2
Zr	2.3	2.8	3.5	3.2	3	2.7	3.1	3.3	3.1	3.5
V/Cr	2	2	2.33	2.33	2	2	2.33	2.33	2.33	2.33
Ni / Co	1.2	1.2	1.182	1.3	1.2	1.1	1.1	1.2	1	1
Cu/ Zn	3.43	3.27	3.457	5.163	4.104	4.573	4.810	4.000	6.081	7.043
U _{au}	-0.200	-0.200	-0.100	-0.100	-0.100	-0.200	-0.133	-0.200	-0.100	-0.133

Las unidades son ppm. Uranio autigénico $U_{au} = \text{Total U} - \text{Th}/3$

Referente a playa Barra del Tordo, muestra variantes en los elementos respecto a Tesoro, Ba, Sr, Cu, V, Zr y Zn exhiben los intervalos más altos en el sedimento, sin embargo, es importante mencionar el comportamiento de las muestras 1 y 7 respecto a las demás.

Tabla 23.- Concentración de elementos traza en sedimentos para playa Barra del Tordo (PBT).

Muestras	PBT 1	PBT 3	PBT 5	PBT 7	PBT 9	PBT 11	PBT 13	PBT 15	PBT 17	PBT 19
Ba	49.3	54.5	63.1	71.5	50.4	50.5	52.1	54.8	61.3	65.4
Co	6.7	1.7	1	4.5	1.3	0.6	1.5	0.5	0.6	1.5
Cr	36	8	4	20	6	3	6	2	3	6
Cs	0.17	0.21	0.23	0.2	0.18	0.19	0.2	0.2	0.21	0.24
Cu	61.4	68	77	85.4	88.1	91	89.7	112	137	91.9
Hf	1.2	0.3	0.2	0.8	0.2	0.1	0.3		0.1	0.3
Mo	0.11	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13	0.12	0.14	0.16	0.12
Nb	0.7	1.2	0.7	0.6	1	0.6	0.9	0.5	0.8	0.8
Ni	4.2	2	1	2.8	1.1	0.8	1.2	0.9	0.8	1.2
Pb	2.8	3.2	3.4	4.8	3.7	3.3	4.7	4.1	4.9	4.2
Rb	2.7	3.3	4	3.2	2.6	2.7	2.7	3.2	3.7	4.1
Sc	3.7	1.1	0.7	2.6	0.9	0.5	1	0.3	0.5	0.9
Sn	2.9	3.71	4.93	6.04	6.79	5.92	6.77	8.1	10.6	6.67
Sr	15.9	47.3	15.5	20.5	15.1	11.5	15.1	11.4	14.6	15.4
Th	4.2	1.5	1.3	3.7	1.3	1	2	1	1.1	1.9
U	0.5	0.3	0.2	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2
V	65	16	10	45	12	6	15	4	6	15
Y	10.6	3.43	2.69	8.71	3.37	1.97	4.55	1.76	2.2	3.76
Zn	27.1	13.1	8.6	21.6	8.7	8	12.1	9.2	7.3	10.6
Zr	43.9	10.4	6.1	30.1	7.9	3.9	9.2	2.9	4.1	9.9
V/ Cr	1.81	2.00	2.50	2.25	2.00	2.00	2.50	2.00	2.00	2.50
Ni / Co	0.63	1.18	1.00	0.62	0.85	1.33	0.80	1.80	1.33	0.80
Cu/ Zn	2.27	5.19	8.95	3.95	10.13	11.38	7.41	12.17	18.77	8.67
U _{au}	0.50	0.30	0.20	0.40	0.20	0.20	0.30	0.20	0.20	0.20

Las unidades son ppm. Uranio autigénico U_{au}= Total U – Th/3

Al normalizar los elementos traza (Figura 71) respecto a la corteza continental superior (UCC) se observa un comportamiento homogéneo de las muestras para playa Tesoro, mientras que Barra del Tordo presenta diferencias entre las muestras y ambas playas tienen un ligero enriquecimiento de Cobre.

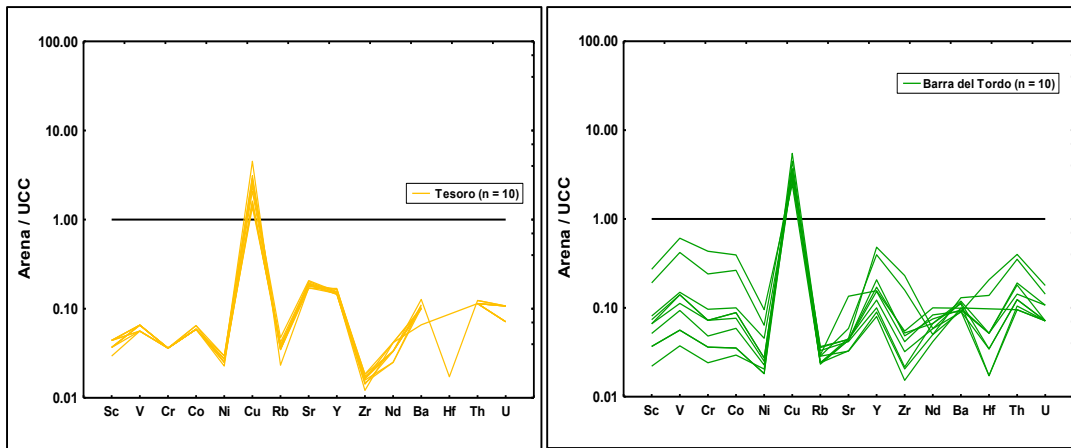


Figura 71.- Elementos traza en sedimentos para playa Tesoro y Barra del Tordo, normalizados con valores de UCC (Taylor y McLennan 1985).

9.3.5.3 Elementos de tierras raras

Concentraciones elevadas en tierras raras de algunos elementos como Ce y Nd, así como el nivel muy bajo de concentración para Lu por lo que no se pudo detectar en playa Tesoro. Mayor concentración de tierras raras pesadas (HREE) respecto a tierras raras ligeras (LREE).

Tabla 24.- Concentración de tierras raras en sedimentos para playa Tesoro (PT).

	PT1	PT3	PT5	PT7	PT9	PT11	PT13	PT15	PT17	PT19
La	5.8	5.9	6.1	6	5.7	5.9	6.3	5.9	6.1	6
Ce	10.8	10.7	11.5	11.1	10.5	10.9	11.5	11.1	11.2	11.2
Pr	1.5	1.5	1.6	1.5	1.4	1.5	1.6	1.5	1.5	1.6
Nd	5.62	5.77	6.2	5.73	5.65	5.7	6.2	5.9	5.83	5.98
Sm	1	0.9	1.1	1.1	1.1	1	1	1	1.1	1
Eu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Gd	0.9	0.9	1	1	0.9	0.9	1	0.9	1	1
Tb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Dy	0.6	0.6	0.8	0.8	0.7	0.6	0.7	0.8	0.8	0.8
Ho	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Er	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4
Tm										
Yb	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Lu										
LREE	24.720	24.770	26.500	25.430	24.350	25.000	26.600	25.400	25.730	25.780
HREE	2.300	2.300	2.700	2.700	2.400	2.300	2.500	2.600	2.700	2.700
Eu/Eu	0.635	0.675	0.575	0.575	0.599	0.635	0.608	0.635	0.575	0.608

LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm; HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu

$$Eu/Eu^* = Eu_{CN} / [(Sm_{CN}) * (Gd_{CN})]^{1/2}$$

Acerca de Barra del Tordo se presentan altas concentraciones de La, Ce y Nd algunos valores de tierras raras no fueron detectadas debido a su baja concentración. También se advierte un enriquecimiento en las tierras raras pesadas.

Tabla 25.- Concentración de tierras raras en sedimentos para playa Barra del Tordo (PBT).

	PBT 1	PBT 3	PBT 5	PBT 7	PBT 9	PBT 11	PBT 13	PBT 15	PBT 17	PBT 19
La	19.9	6.7	5.3	17.4	5.9	4.1	8.2	3.9	4.4	8
Ce	40.7	13.2	10.1	34.4	11.9	8.06	16.6	7.21	8.18	15.4
Pr	5.1	1.7	1.3	4.3	1.6	1	2.2	0.9	1.1	2
Nd	18.9	6.22	5.15	16	6.23	4.08	8.37	3.5	4.37	7.7
Sm	3.1	1	0.8	2.6	0.9	0.5	1.3	0.5	0.6	1.3
Eu	0.5	0.2	0.2	0.4	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
Gd	2.8	0.9	0.7	2.2	0.9	0.5	1.3	0.5	0.6	1.1
Tb	0.4	0.1		0.3	0.1		0.2			0.1
Dy	2.4	0.8	0.6	1.8	0.7	0.4	1	0.4	0.5	0.8
Ho	0.4	0.1		0.3	0.1		0.2			0.1
Er	1.3	0.4	0.3	1	0.3	0.2	0.6	0.2	0.3	0.4
Tm	0.2			0.1						
Yb	1.3	0.4	0.3	1	0.4	0.2	0.5	0.2	0.2	0.4
Lu	0.2			0.1						
LREE	87.700	28.820	22.650	74.700	26.530	17.740	36.670	16.010	18.650	34.400
HREE	9.000	2.700	1.900	6.800	2.500	1.300	3.800	1.300	1.600	2.900
Eu/Eu*	0.511	0.635	0.802	0.500	0.675	0.608	0.467	0.608	0.506	0.500

LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm; HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu.

Eu/Eu* = $Eu_{CN} / [(Sm_{CN}) * (Gd_{CN})]^{1/2}$.

Al normalizar las tierras raras respecto a Condrita se observa que ambas playas se encuentran empobrecidas cuando se comparan con la corteza continental superior (UCC), para el caso de playa Tesoro tiene un comportamiento idéntico para las 20 muestras, mientras que Barra del Tordo se observa un comportamiento diferenciado entre muestras. En ambos casos (Figura 72) la anomalía de europio es negativa.

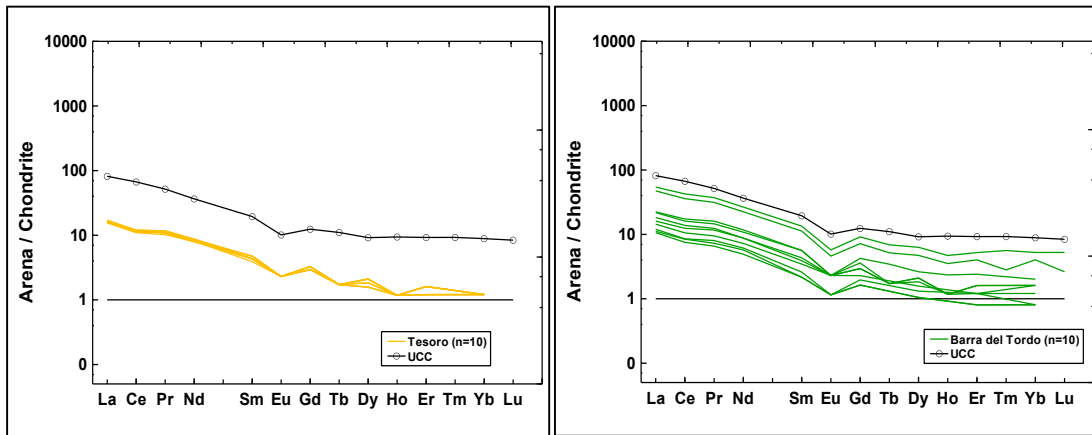


Figura 72.- Patrones de tierras raras en sedimentos de playa Tesoro y Barra del Tordo normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).

Al aplicar el diagrama de funciones discriminantes (Figura 73) utilizando los elementos mayores y trazas para conocer el ambiente tectónico se observó que ambas playas caen en rift, que es característico de un ambiente pasivo.

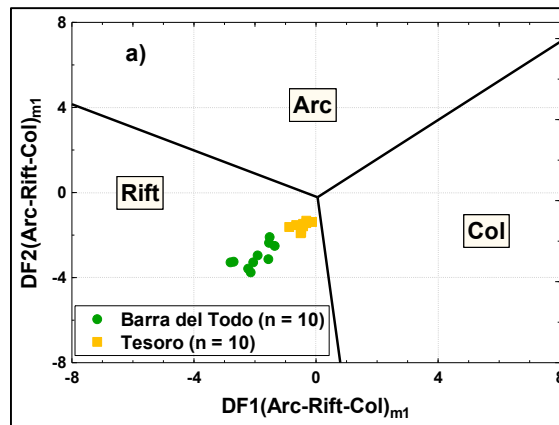


Figura 73- Diagrama de discriminación de ambiente tectónico (Verma y Armstrong-Altrin, 2013). The subscript $m1$ en DF1 representa $DF1(Arc-Rift-Col)_{m1} = (0.608 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-1.854 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.299 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-0.550 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.120 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.194 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.510 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (1.941 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.003 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 0.294$. $DF2(Arc-Rift-Col)_{m1} = (-0.554 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-0.995 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (1.765 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.391 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-1.034 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.225 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (0.713 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.330 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.637 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 3.631$.

9.3.6 DATACIÓN POR U-Pb DE CIRCONES DETRÍTICOS

Se separaron un total de 200 circones en cada playa para datar por el método de U-Pb con la finalidad de conocer la roca fuente. En la playa Tesoro se tienen las muestras PT1 y PT19, la morfología de los circones (Figura 74) así como las concordias (Figura 75) e histogramas (Figura 76) de las muestras.

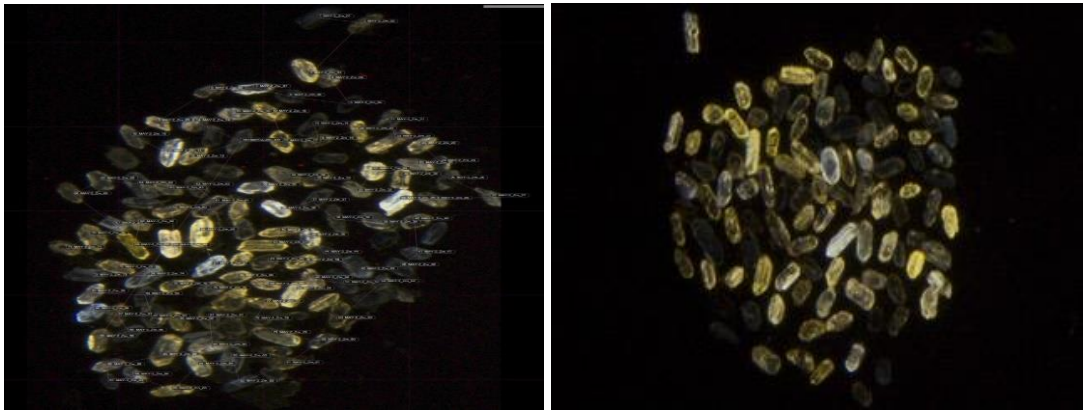


Figura 74.- Morfología de circones en playa Tesoro (PT1 y PT19).

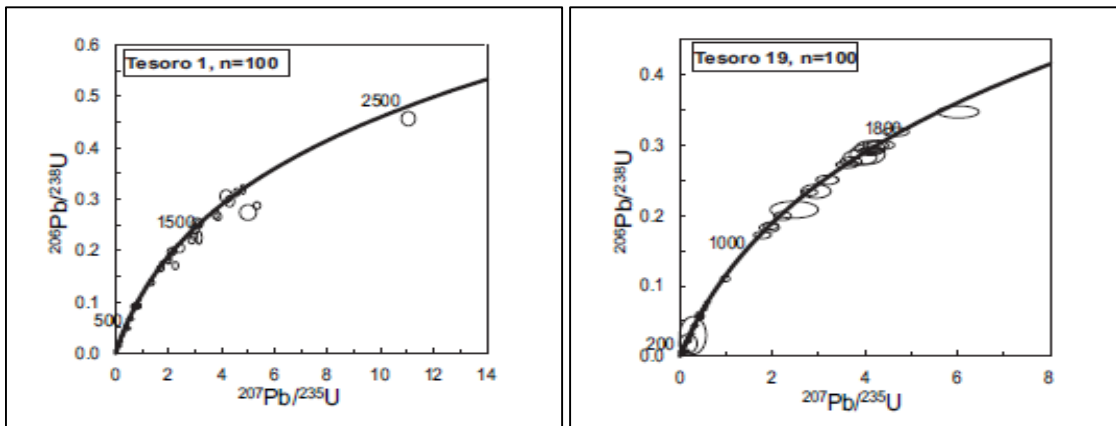


Figura 75.- Concordia de circones de playa Tesoro (PT1 y PT19).

Para conocer la distribución de las edades encontradas se graficaron histogramas de cada muestra, resultando una predominancia de edades en el Cenozoico seguido de edades Mesozoicas y finalmente picos de menor intensidad para edades Proterozoicas.

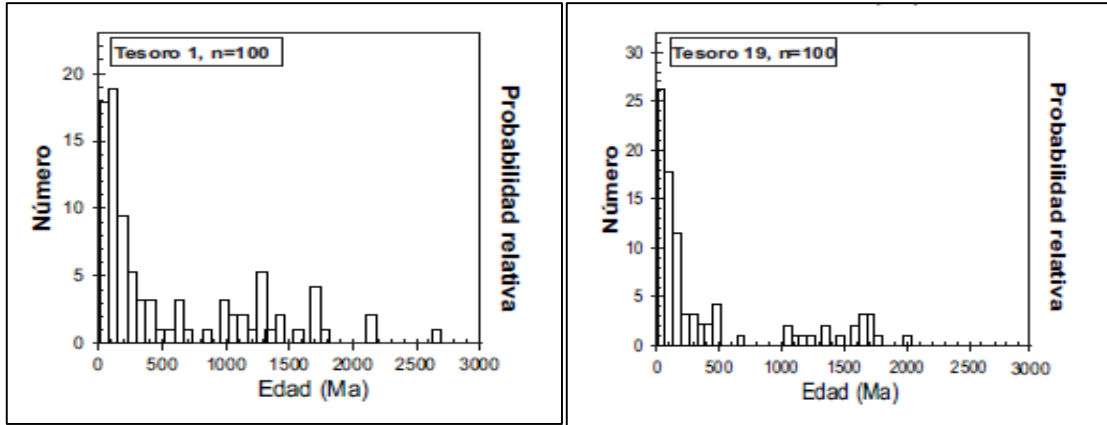


Figura 76.- Histogramas para circones de playa Tesoro (PT1 y PT19)

A partir de la química del circón se obtuvieron los patrones de tierras raras de cada uno de los circones, además se separaron por Era (Cenozoico, Mesozoico, Paleozoico y Proterozoico) para apreciar las variaciones y patrones presentes. En cada una de las Eras se tiene la anomalía positiva de Ce, la anomalía negativa del Eu, la cual es más pronunciada para el Cretácico. La anomalía negativa es característica de rocas félsicas e intermedias. Además, para todos los circones se tiene un enriquecimiento de tierras raras pesadas (Figura 77).

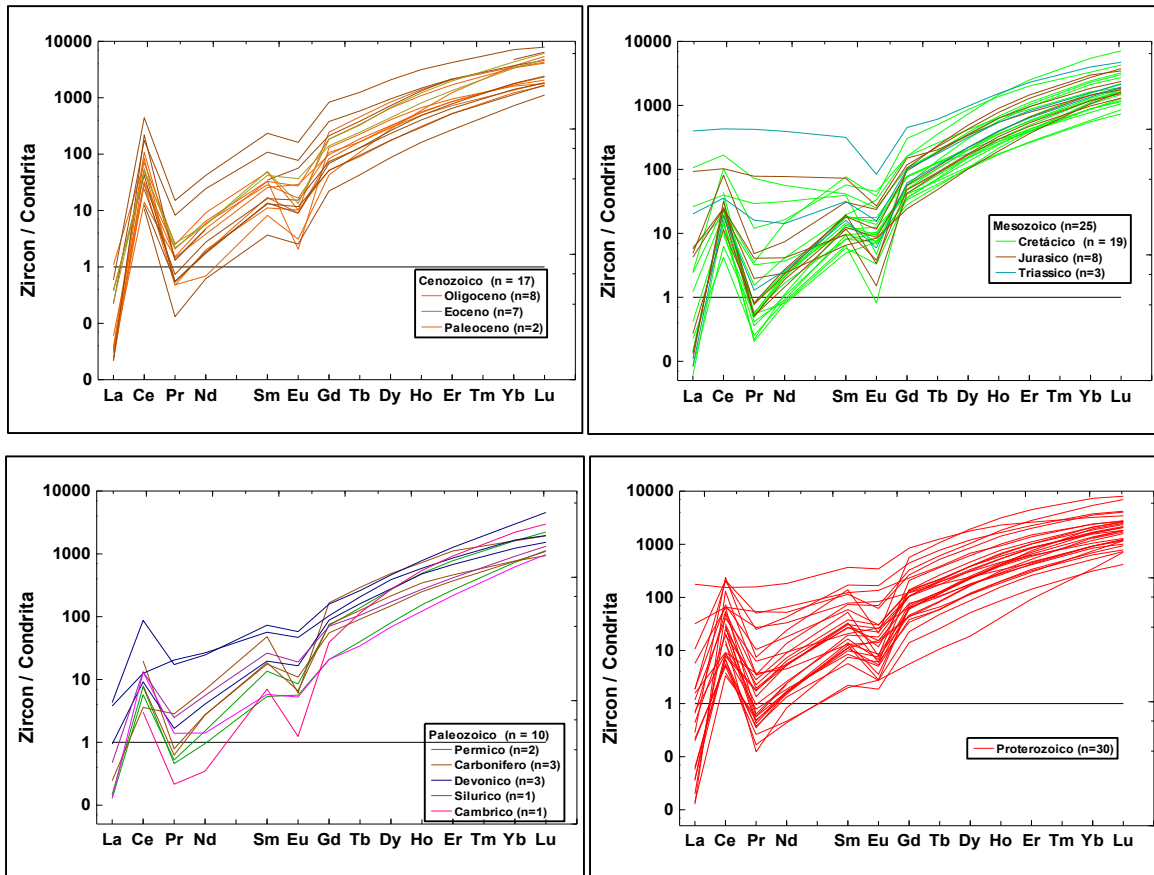


Figura 77.- Patrones de tierras raras normalizado con Condrita para circones de playa Tesoro (PT1) (Taylor y McLennan 1985).

Para la muestra PT19, las tierras raras de circones fueron normalizadas con Condrita, los resultados se muestran a continuación (Figura 78).

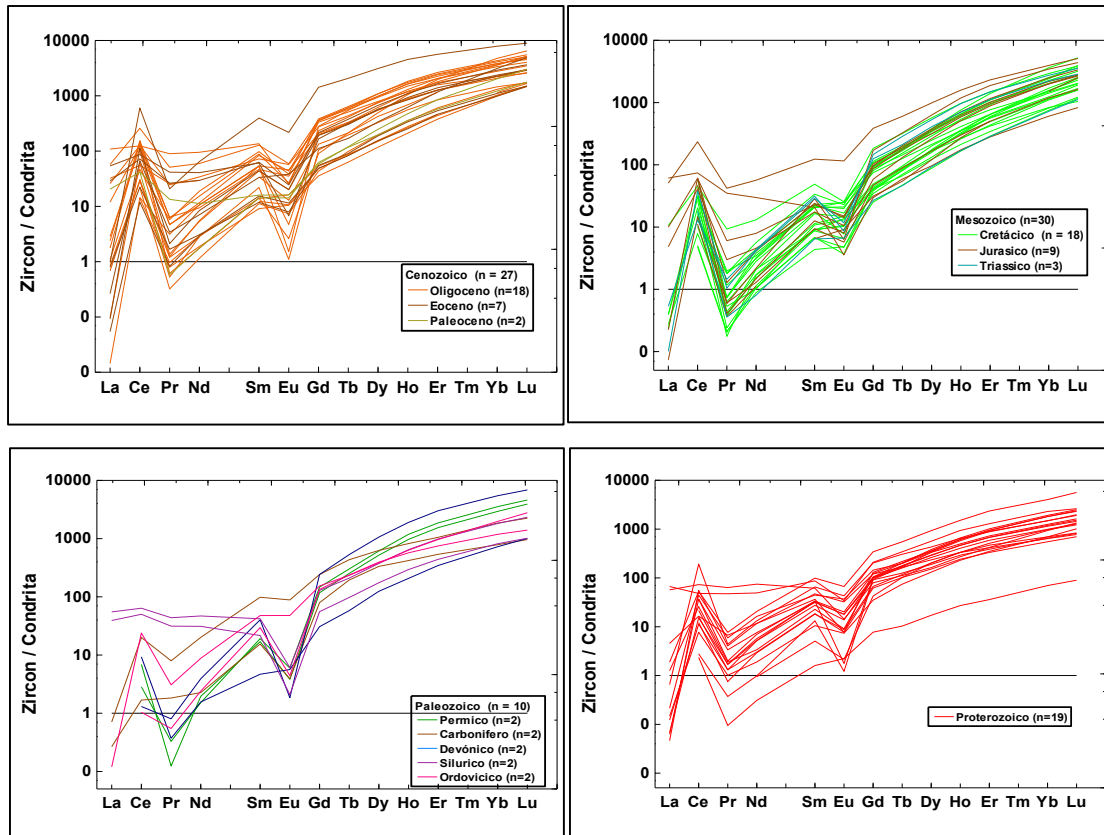


Figura 78.- Patrones de tierras raras normalizado con Condrita para circones de playa Tesoro (PT19) (Taylor y McLennan 1985).

Referente a playa Barra del Tordo se escogieron las muestras PBT1 y PBT13, también se presenta la morfología (Figura 79), así como las concordias (Figura 80), donde cada uno de los puntos caen a lo largo de la línea (Concordia) esto implica que el error en las edades es pequeño comparado con los resultados obtenidos en las playas de GM-Sur.

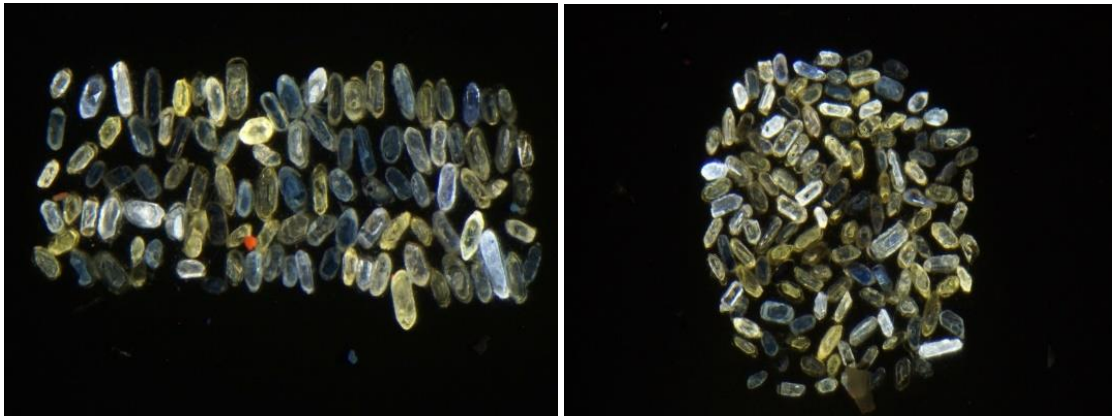


Figura 79.- Morfología de circones en playa Barra del Tordo (PBT).

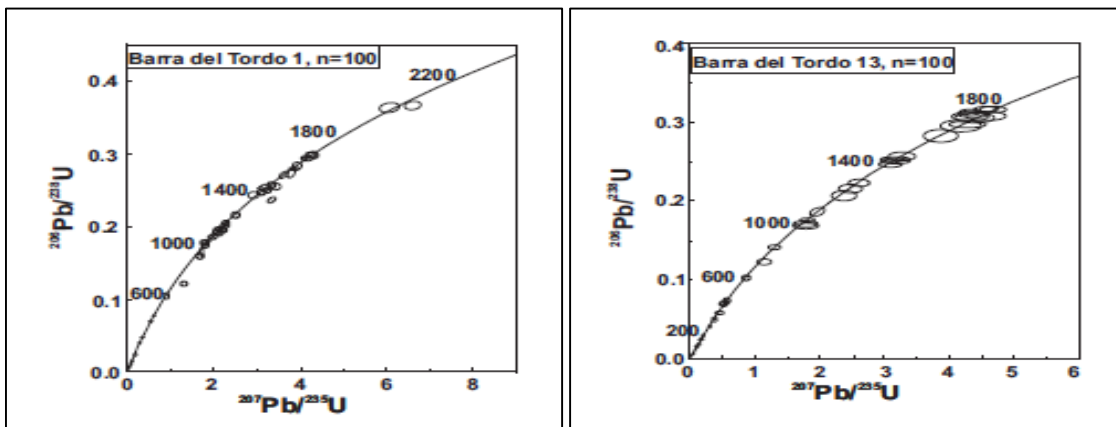


Figura 80.- Concordia de circones en playa Barra del Tordo (PBT1 y PBT13).

Al realizar los histogramas con la muestra PBT1 se observa el mayor grupo en 0.25-90 Ma, un segundo grupo con cantidades de cinco circones o menos en 1000 Ma y un tercer grupo 1400-1600 Ma. En cambio, las edades de PBT13 oscilan de 0.1-100 Ma y un segundo grupo en 250 Ma de edad, existen algunas en 1750 Ma con grupos de 2 a 3 circones.

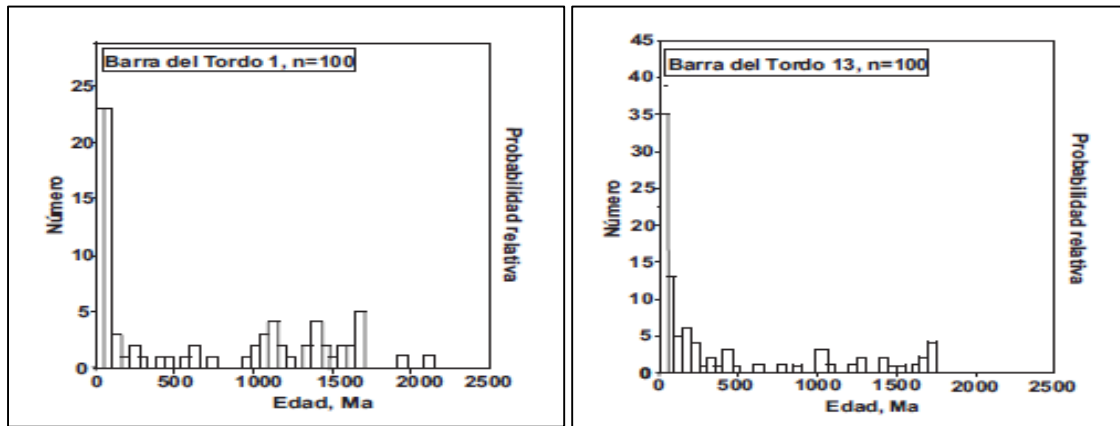


Figura 81.- Histogramas de circones de playa Barra del Tordo (PBT1 y PBT13).

Los patrones de tierras raras normalizados con Condrita para las muestras de la playa presentaron los siguientes resultados. Existe un enriquecimiento en las tierras raras pesadas, la anomalía de Ce positiva, anomalía negativa de europio. El Cenozoico es el segundo grupo con mayor cantidad de circones. En el Mesozoico existe una predominancia de edades Cretácicas, no existe anomalía de Europio y algunos circones del Jurásico. La era Paleozoica cuenta con pocos circones y sin la anomalía de Ce. En el Proterozoico existe la mayor cantidad de circones además se denotan las dos anomalías de europio y cerio.

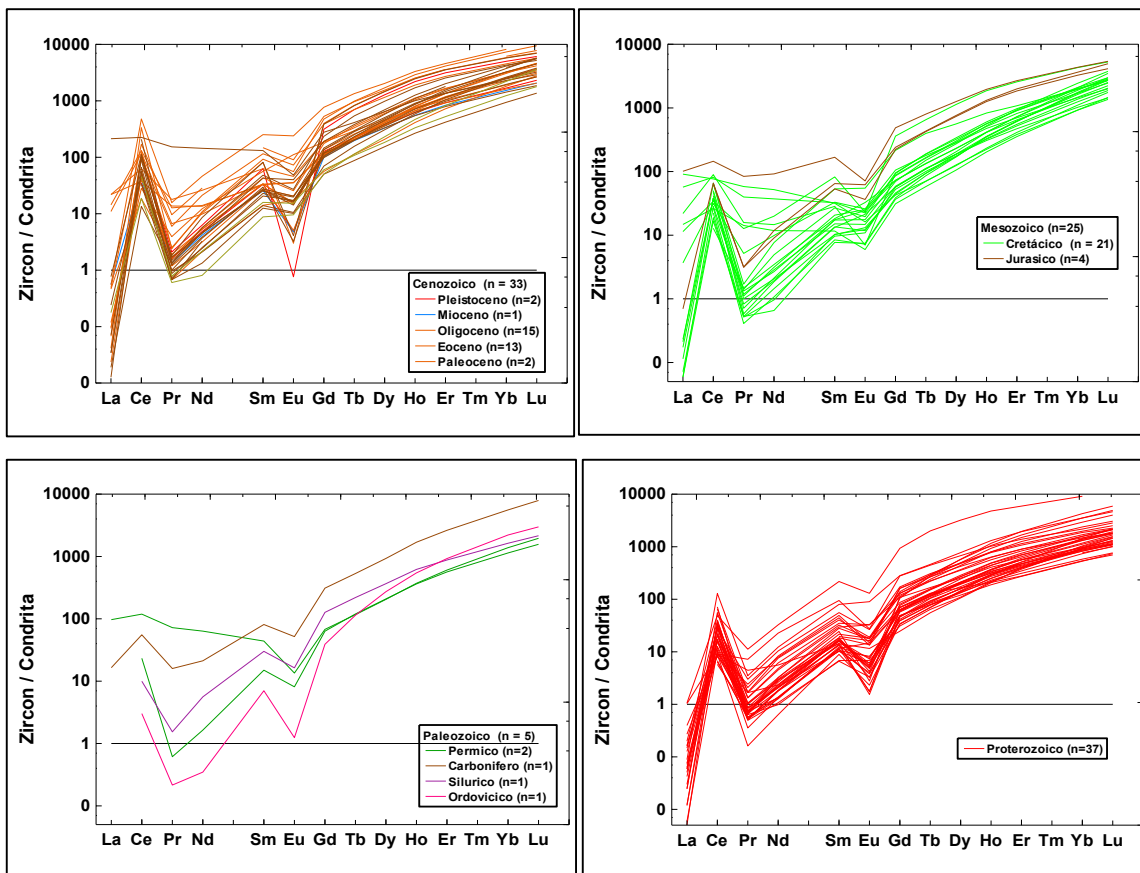


Figura 82.- Patrones de tierras raras normalizados con Condrita de circones en playa Barra del Tordo (PBT1) (Taylor y McLennan 1985).

Para la muestra PBT13, en todas las Eras tenemos la anomalía de cerio positiva y la anomalía de europio en esta última en el Cretácico no se encuentra bien definida. Existe enriquecimiento de tierras raras pesadas y el mayor número de circones se concentra en el Cenozoico seguido por Proterozoico.

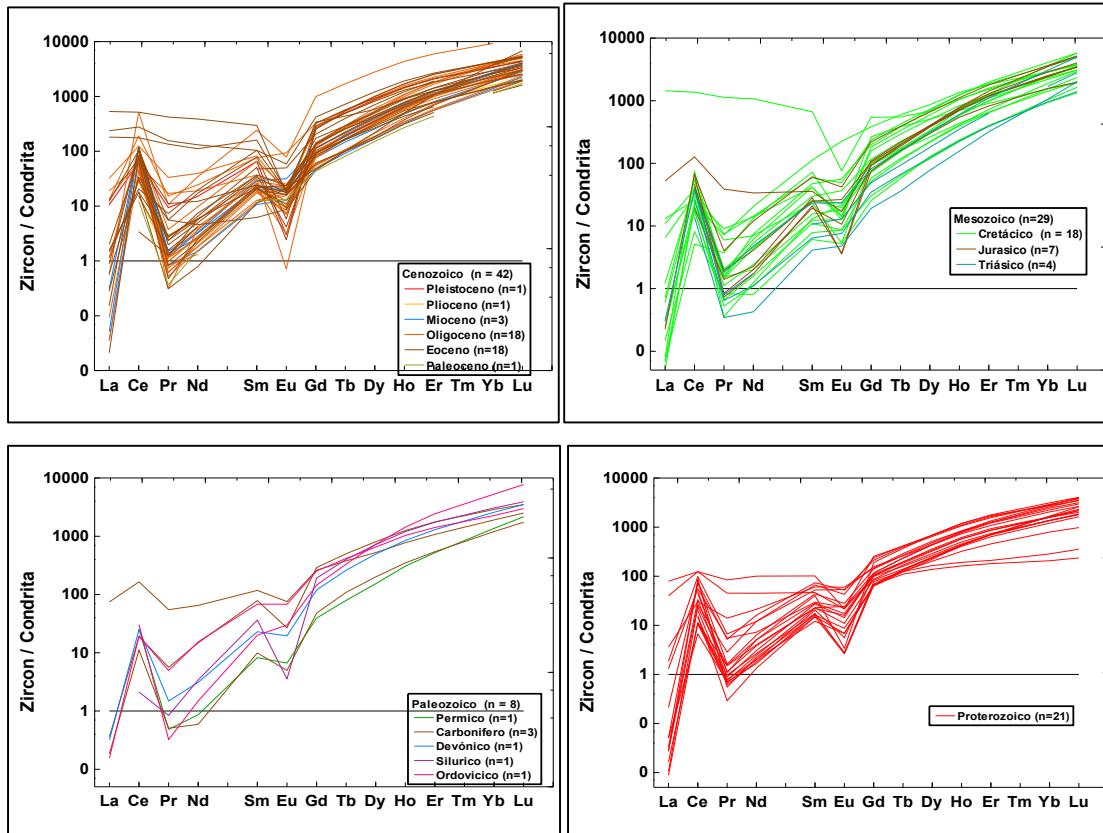


Figura 83.- Patrones de tierras raras normalizados con Condritha en circones de playa Barra del Tordo (PBT13) (Taylor y McLennan 1985).

De manera general en las dos muestras existe concentración de circones en tres poblaciones principales de edades, la primera se localiza en el Cenozoico donde las edades se relacionan con la Provincia Alcalina Oriental (Figura 84). La cual fue datada por K-Ar y Ar-Ar en las áreas de Tanchinol que presenta una sucesión mesozoica ($2.82 \pm 0.16 - 7.33 \pm 0.13$ Ma), la Sierra Tamina (9.04 ± 0.16 Ma), el campo volcánico Álamo (6.91 ± 0.11 Ma), el norte de Veracruz e Hidalgo presentan volcanismo alcalino (Ferrari *et al.*, 2005), La Herradura presenta circones de riolitas con edades de 31.52 ± 0.48 Ma semejante a la roca total con edad de 31.25 ± 0.70 Ma por el método K-Ar (Sieck *et al.*, 2019). En la Mesa Central se encuentran tres principales estados tectomagmáticos el arco volcánico de andesitas a dacitas ($45-31$ Ma), la fase de extensión ($32-25$ Ma) y el Mioceno temprano ($23-20$ Ma)

con un magmatismo máfico que marca la evolución de un régimen arco continental a volcanismo tipo intraplaca.

La segunda población se localiza en el Mesozoico y se relacionaría con el área de Charcas en San Luis Potosí la geocronología de la sucesión volcánica se correlaciona por semejanza litológica y posición estratigráfica de los estados de Durango, Zacatecas, el sur de Coahuila hasta el sur de Nuevo León, Tamaulipas y poniente de San Luis Potosí. Las rocas estudiadas son dacitas, andesitas y riolitas, con 29 circones analizados por ICP-MS muestran una edad de 179 Ma, esta sucesión se constituye principalmente por rocas de composición intermedia y félsica (Zavala-Monsiváis *et al.*, 2012). Además, en el estado de Zacatecas se ha estudiado la edad y evolución de la deformación a partir de monacitas cuarzosas e intrusivas, coincidiendo el lapso (72.5-71.6 Ma) del término de la deformación y fin de la sedimentación sinorogénica (Ramírez-Peña *et al.*, 2019). Escalona-Alcázar *et al.* 2016 estudió en conglomerado de Zacatecas, el más bajo miembro tiene una edad máxima de deposición basados en circones que varía de 63 a 81 Ma, un clasto de granito 37.64 ± 0.36 Ma, en la parte más alta 30.84 ± 0.47 Ma, areniscas de 31.5 Ma, y en el Cerro La Bufa 43.53 ± 0.73 Ma. En la formación Nazas al noreste de Durango estudios del arco continental señalan que se desarrolló en el Jurásico con cinco poblaciones 195-180 Ma, 280-200 Ma, 565-440 Ma, 1255-960 Ma, y 1400-1260 Ma (Lawton y Molina-Garza 2014; Wengler *et al.*, 2019). El registro magmático del noroeste de México refleja un margen continental convergente desde el Triásico tardío. El sistema de subducción mexicano cubre el Cretácico tardío al Eoceno temprano donde las edades son de 73.6 a 84.6 Ma (Velasco-Tapia *et al.*, 2016). Además, Juárez-Arriaga *et al.*, 2019 realizó dataciones en 1) Agua zarca (77.9 ± 0.5 Ma), 2) Tezapotla (84 ± 0.6 Ma), 3) Jalpan-Conca (78.7 ± 0.05 Ma) y 4) Alamar (79.2 ± 1 Ma). En la Mesa Central también se han reportado circones cretácicos con edades en ~ 130 Ma y ~ 96 Ma, donde se propone dos principales fuentes que son rocas plutónicas del Cretácico inferior del arco Alisitos y volcanes del Cretácico superior de la Sierra Madre Occidental.

Finalmente, la tercera población se sitúa en el Proterozoico, de acuerdo con Barboza-Gudiño *et al.*, 2011 el esquisto granjero de la Sierra Madre Oriental presenta procedencia Grenvilliana (1250-920 Ma), Panafricana (730-530 Ma). Las principales fuentes de los sedimentos clásticos han sufrido metamorfismo, ya que las rocas de edad Grenvilliana puede asociarse con el bloque Oaxaquia (Solari *et al.* 2014), con edades cercanas a 1.1 Ga y 920 Ma también relacionados con complejos de Sudamérica (Weber *et al.*, 2008). Los circones en el Grupo Difunta presentan un rango de 3037 a 54 Ma del cual el 69% es mayor que 300 Ma (Van Schmus *et al.*, 1993; Gehrels *et al.*, 2011).

Weber *et al.*, 2010 analizó circones en el gneis Novillo con edades de ~ 950-1225 Ma. Previamente la roca total de un granate fue datada por Sm-Nd obteniéndose una edad de 904 ± 4 Ma.

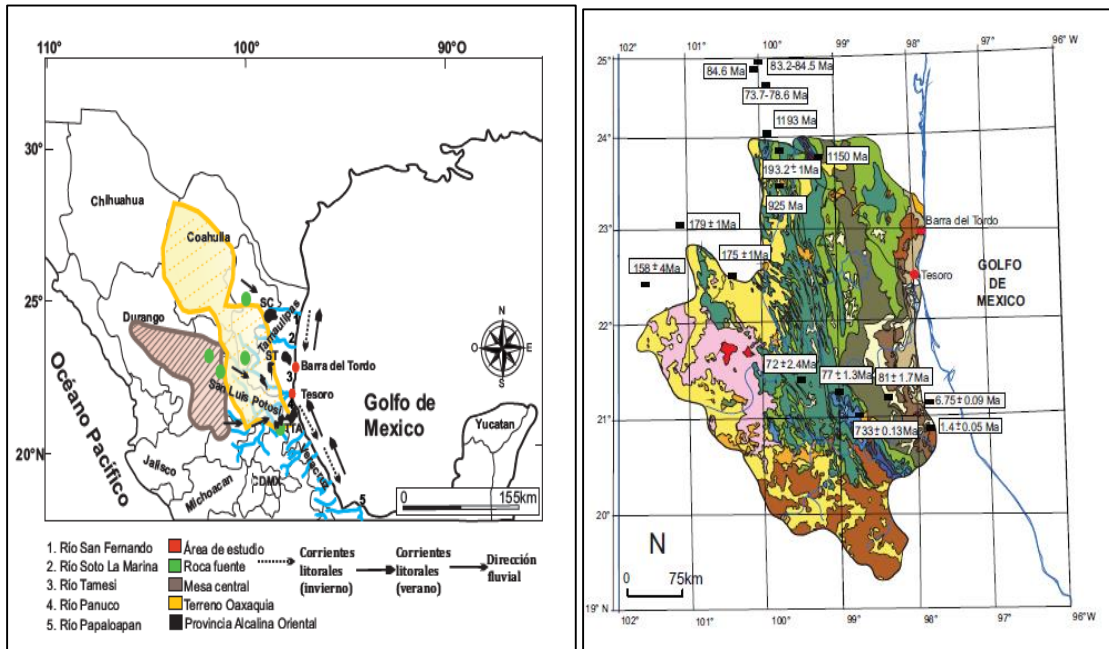


Figura 84.- Mapa con los principales ríos y terrenos estratigráficos cercanos al área de estudio (izquierda). Dataciones en circones reportadas en la zona GM-Norte (derecha).

9.3.6.1 MICROTERTURAS DE CUARZOS Y CIRCONES

En la Tabla 26 se resumen las microtexturas encontradas en cuarzos y circones. Los granos de cuarzo en sedimentos playa Tesoro y Barra del Tordo, serán explicados primero. Para Barra del Tordo (PBT1 y PBT13) presentan algunos granos redondeados, pero existen otros granos rotos. Sin embargo, para playa Tesoro (PT1 y PT19) la mayoría del cuarzo está completamente redondeado (Gärtner et al., 2013). Respecto al alargamiento de los granos, para ambas playas es poco alargado (Mitterer 2001), y sus características superficiales son: la fractura del grano con bordes rotos, grietas, raspaduras, crecimiento excesivo de cristales, grabado por disolución y picaduras de impacto que ocurren durante el transporte (Figuras 85 y 86).

Las microtexturas se clasificaron en tres grupos. 1) Origen mecánico: cicatrices de impacto, granos subredondeados a redondos, estrías paralelas, surcos lineales y curvos, granos agrietados, fatiga por abrasión, fracturas concoidales, bordes bulbosos y grietas de percusión en forma de V; 2) Origen químico: glóbulos de sílice, sobrecrecimiento de cristales, características de precipitación y grabado por disolución; y 3) Origen mecánico/químico: relieve medio y partículas adheridas.

Origen mecánico

Los granos presentaron cicatrices de impacto que están relacionadas con la saltación durante el transporte (Finzel 2017) para los granos de cuarzo en la Figura 86 G, J y L. La mayoría de los granos en la playa de Tesoro son sub-redondeados a redondeados, lo que sugiere transporte eólico. con una mayor distancia de transporte desde la fuente hasta la playa (Madhavaraju et al., 2009). Sin embargo, Barra del Tordo tiene granos rotos que sugieren una alta energía de transporte. Las estrías paralelas son características de la colisión mecánica durante el transporte (Song et al., 2019) y solo están presentes Barra del Tordo (Figura 86 F, I). Los surcos lineales y curvos son características de origen litoral y pueden observar la acción del oleaje en los granos (Figura 85 B y Figura 86 D, F y) (Kransley y Donahue 1968). Las marcas de percusión son otra característica mecánica, que muestra grietas en media luna (Figura 85 F y Figura 86 H, K, L, O). La presencia de marcas de percusión en la superficie del grano es característica del ambiente eólico (Campbell, 1963). Las grietas de percusión en forma de V (Figura 86 A, C, L, N) pueden indicar transporte glaciofluvial y fluvial, y ambientes subacuáticos (Kleesment, 2009; Longhinos, 2009; Madhavaraju et al., 2009; Song et al., 2019). Las marcas en forma de V en los cuarzos de Barra del Tordo indican ambientes subacuáticos de alta energía.

Los bordes bulbosos son bordes de grano redondeados prominentes en forma de una curva parabólica como la luna (Mahaney, 2002). Se observa que los bordes bulbosos a menudo ocurren en PBT (Figura 85 B, D, F y Figura 86 J, K, M). La abrasión (Figura 85 D, E, F y Figura 86 B) es una capa de superficie lisa que contiene grietas y dislocaciones. Puede formarse por abrasión durante altas energías de las olas y también es un diagnóstico de transporte eólico o molienda glacial (Costa et al., 2013). Las crestas serpenteantes (Figura 85 A, C, D, E) se forman durante la colisión de grano a grano en un ambiente eólico (Moral-Cardona et al., 1997).

Origen químico

Para Barra del Tordo hay más influencia del ambiente diagenético y el tiempo en el ambiente de depósito durante la disolución (Figura 85 B, C y Figura 86 D, E, M, P). Estas características son comunes en aguas fluviales saturadas de sílice, así como en zonas intermareales (Le Ribault, 1975; Higgs, 1979; Middleton y Davis, 1979). El crecimiento excesivo de cristales también es mayor en Barra del Tordo (Figura 85 C y Figura 86 D, E, K, M). Además, los crecimientos excesivos de cristales están asociados con glóbulos de sílice (Figura 85 B, E, F y Figura 86 A, M, N, P) y, por lo tanto, están relacionados con un mayor grado de evolución del grano (Cremer y Legigan et al., 1989).

Origen mecánico/químico

Las microtexturas mecánicas/químicas entre ellas las partículas adheridas como fragmentos o partículas (Figura 85 A, B y Figura 86 A, D, E, G, H, K, J). Sin embargo, el tamaño de las partículas adheridas es mayor en Barra del Tordo comparado con Tesoro. Debido a las características de los granos de cuarzo, observamos un relieve medio que representa un ambiente subacuático de alta energía (Figura 85 A, D y Figura 86 L) (Szerakowska et al., 2018).

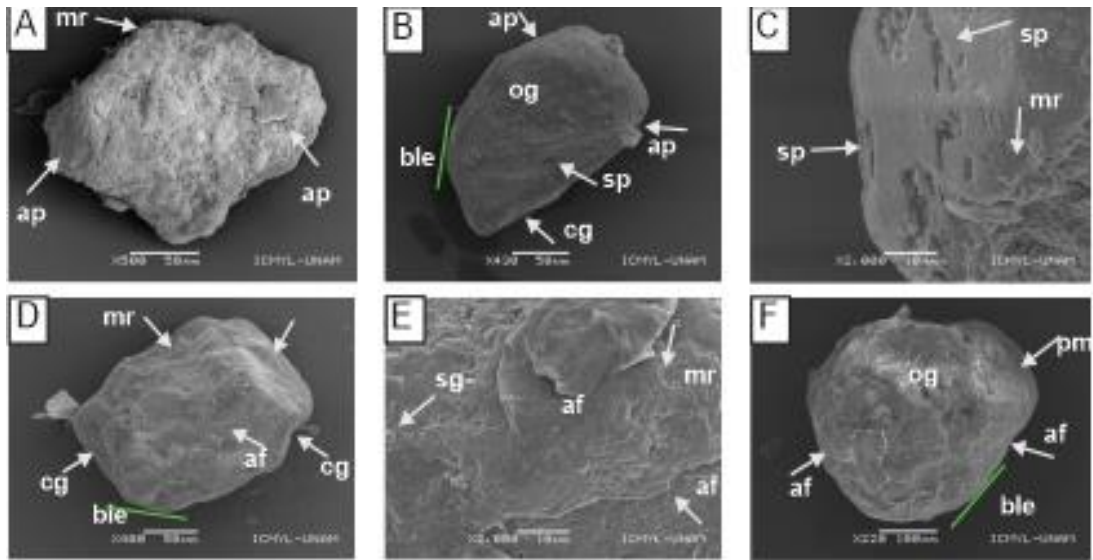


Figura 85.- Microtexturas en granos de cuarzo de playa Tesoro (PT1 y PT19). (a) Cuarzo sub angular muestra crestas serpenteantes y partículas adheridas. (b) Cuarzo con bordes bulbosos, partículas adheridas, hoyos de disolución, ranuras curvas y sobrecrecimiento de cristales. (c) Cuarzo con hoyos de disolución y crestas serpenteantes. (d) Cuarzo con crestas serpenteantes, ranuras curvas, abrasión y bordes bulbosos. (e) Cuarzo con globulos de silice, abrasión y crestas serpenteantes. (f) Cuarzo sub redondeado con sobrecrecimiento de cristales, grietas, abrasión y bordes bulbosos.

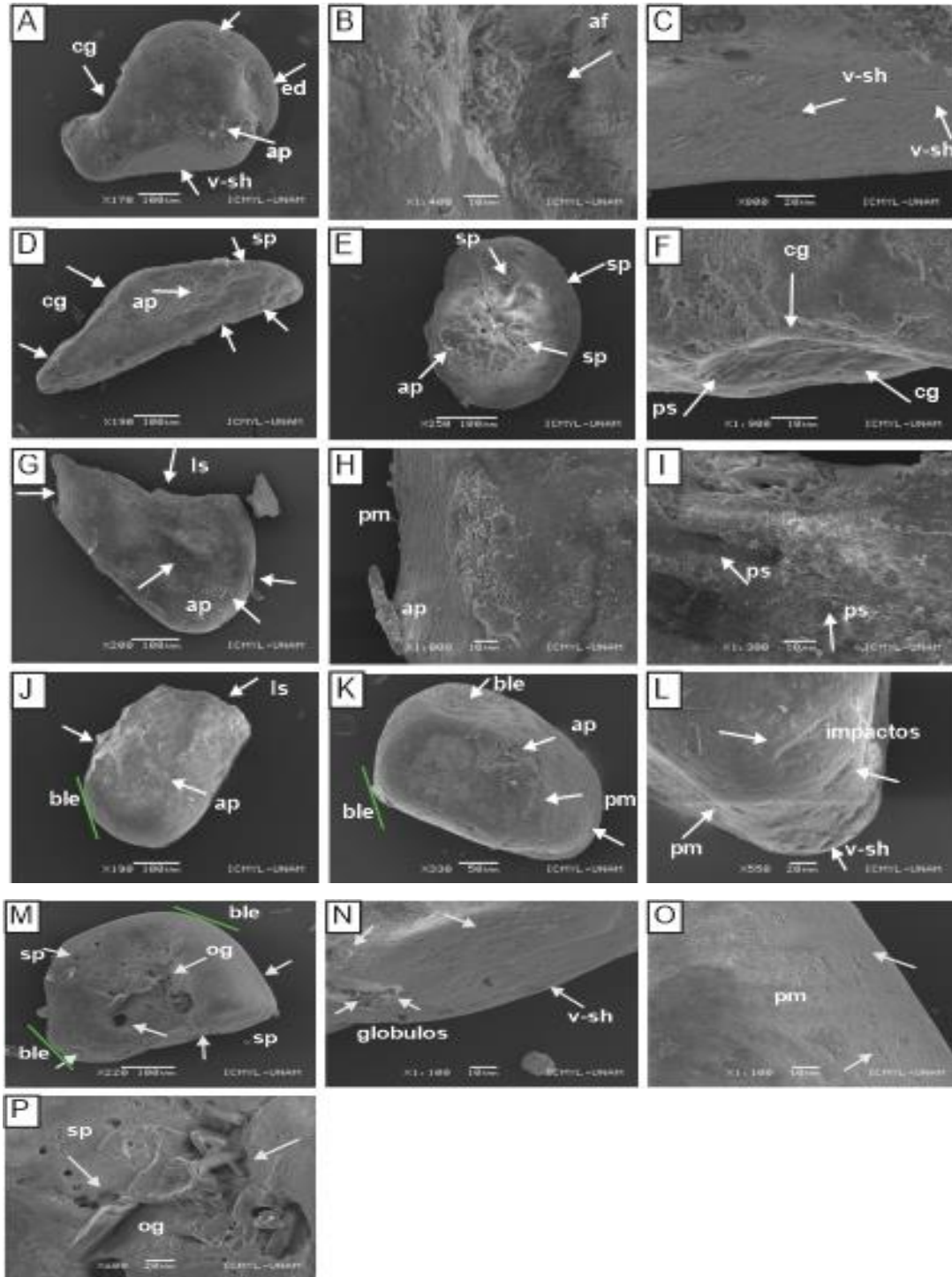


Figura 86.- Microtexturas en granos de circones para playa Barra del Tordo (PBT1 y PBT13). (a) Cuarzo sub redondeado con ranuras curvas, partículas adheridas, marcas V y depresiones elongadas. (b) Cuarzo con abrasión fatiga. (c) Cuarzo con marcas V en los bordes. (d) Cuarzo sub angular con ranuras curvas, partículas adheridas y hoyos de disolución. (e) Cuarzo redondeado con hoyos de disolución y partículas adheridas. (f) Cuarzo con ranuras curvas y estrias paralelas. (g) Cuarzo sub redondeado con grietas y partículas adheridas. (h) Cuarzo con grietas y partículas adheridas. (i) Cuarzo con estrias paralelas. (j) Cuarzo sub redondeado con bordes bulbosos, partículas adheridas y grietas. (k) Cuarzo con marcas de percusión, bordes bulbosos y partículas adheridas. (l) Cuarzo con cicatrices de impacto, marcas de percusión y marcas V's. (m) Cuarzo con hoyos de disolución, bordes bulbosos y sobrecrecimiento de cristales. (n) Cuarzo con globulos de sílice y marcas V's. (o) Cuarzo con marcas de percusión. (p) Cuarzo con hoyos de disolución y sobrecrecimiento de cristales.

En las Figuras 87 y 88 se muestran los granos de circón representativos para playa Tesoro y Barra del Tordo, que ilustran las características de la superficie. Las características dominantes fueron 1) Origen mecánico: fracturas lineales sub paralelas, cráteres, granos agrietados, fatiga por abrasión, fracturas concoidales, bordes bulbosos y grietas por percusión en forma de V; 2) Origen químico: características de precipitación y grabado por disolución; y 3) Origen mecánico/químico: relieve medio, depresiones alargadas y partículas adheridas.

Origen mecánico

Las características mecánicas incluyen cicatrices de impacto relacionadas con la saltación durante el transporte, Figura 87 H y Figura 88 J, N, Q, S. Pocos granos están sub-redondeados a redondeados, lo que sugiere un transporte eólico con moderada distancia de transporte desde la fuente hasta la playa (Madhavaraju et al., 2009). Las estrías paralelas son características de la colisión mecánica durante el transporte (Song et al., 2019). Una serie de fracturas lineales sub paralelas en superficies de circones son indicativas de impacto de colisión entre granos con bordes afilados (Figura 87 C y Figura 88 R, T, U). Los surcos lineales y curvos son características de origen litoral y también se utilizaron para inferir la acción de las olas en el entorno costero (Figura 87 A, B, C, E y Figura 88 A, B, P, R, S, T) (Krinsley y Donahue 1968). Las fracturas concoidales se observaron en mayor proporción (Figura 88 E, I, J, M, N, T), las cuales difieren en tamaño y grado de desarrollo. En algunos casos, las fracturas concoidales ocuparon la mayor parte de las superficies totales de grano, lo que indica ambientes sedimentarios y origen glaciofluvial (Song et al., 2019). Las marcas de percusión son otra característica mecánica, que muestran grietas en media luna (Figura 88 A, B, K, L, M y P) y probablemente resultaron de la colisión entre granos durante el transporte (Folk, 1969). La presencia de marcas de percusión en la superficie del grano es característica del ambiente eólico (Campbell, 1963).

Las grietas por percusión en forma de V (Figura 87 C, F y Figura 88 F) indican ambientes subacuáticos de alta energía, como en la zona litoral o ríos trezados (Mahaney y Kalm, 2000; Refaat et al., 2015). Los bordes bulbosos en las superficies de circón son diagnósticos de transporte eólico (Mahaney, 2002; Costa et al., 2013; Vos et al., 2014). Se observa que los bordes bulbosos a menudo ocurren simultáneamente con alisados debido a la abrasión o depresiones alargadas pulidas (Figura 87 A, B, C y G). La abrasión (Figura 87 B, C, I, J y Figura 88 B, D, H, M, U) es una capa de superficie lisa que contiene grietas y dislocaciones. Puede formarse por abrasión durante altas energías de las olas y

también es un diagnóstico de transporte eólico o molienda glacial (Costa et al., 2013). Las crestas serpenteantes (Figura 87 G, H y Figura 88 A, D, G, H, K, L, M, O, P, R) se forman durante la colisión de grano a grano en un ambiente eólico (Moral-Cardona et al., 1997). También se identifican granos con bordes tenues y formas redondeadas (Figura 87 A, B, y Figura 88 L, P, respectivamente). También se observa otra rara microtextura denominada fractura en diente de sierra, característica de alto estrés compresional o impacto durante el transporte del glaciar (Figura 88 P) (Mahaney, 2002).

Origen químico

Las características químicas identificadas son picaduras de grabado, glóbulos de sílice y los signos de acción de la solución afectaron a la mayoría de las características mecánicas. La solución y la precipitación están juntas, lo que quizás indique más de una etapa de acción química. Esta variación en la apariencia depende del efecto de la actividad química y el tiempo de permanencia en el ambiente de depósito durante la disolución (Figura 87 B, E, H, J, M, O, S, T y Figura 88 B, C, G y H). El crecimiento excesivo de cristales implica la evolución en un dominio acuático sobre granos liberados de rocas cristalinas y sometidos a precipitación in situ (Figura 87 C y Figura 88 D, E, Q).

Origen mecánico y/o químico

Las acciones mecánicas y químicas, cuando actúan juntas sobre las superficies de los granos, pueden borrar las micro mezclas anteriores, debido a los procesos de transporte y meteorización. Los fragmentos o partículas que se adhieren a la superficie del grano, que pueden variar en tamaño y composición (Figura 87 A, B, C, J y Figura 88 C, M, N, Q).

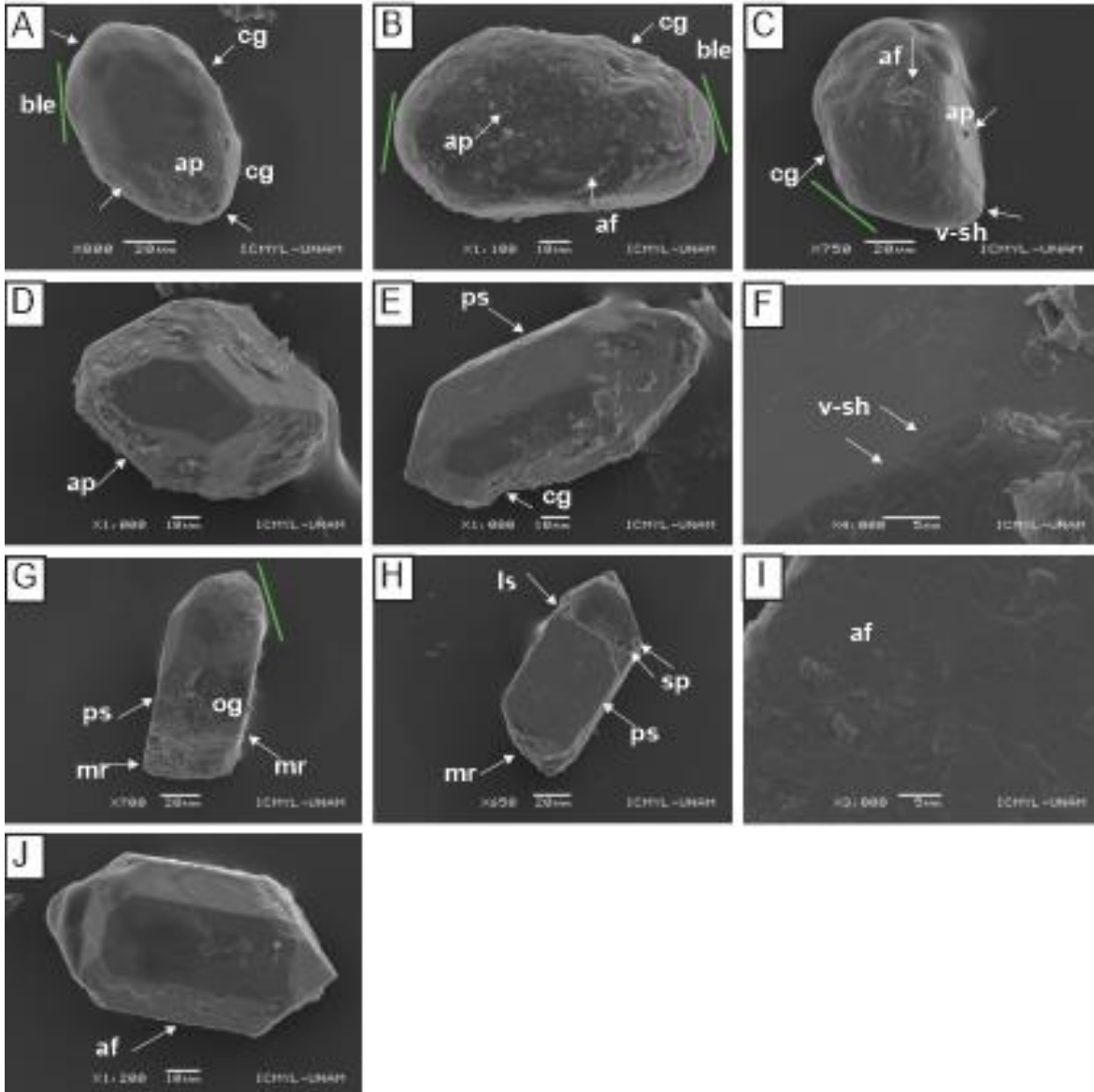
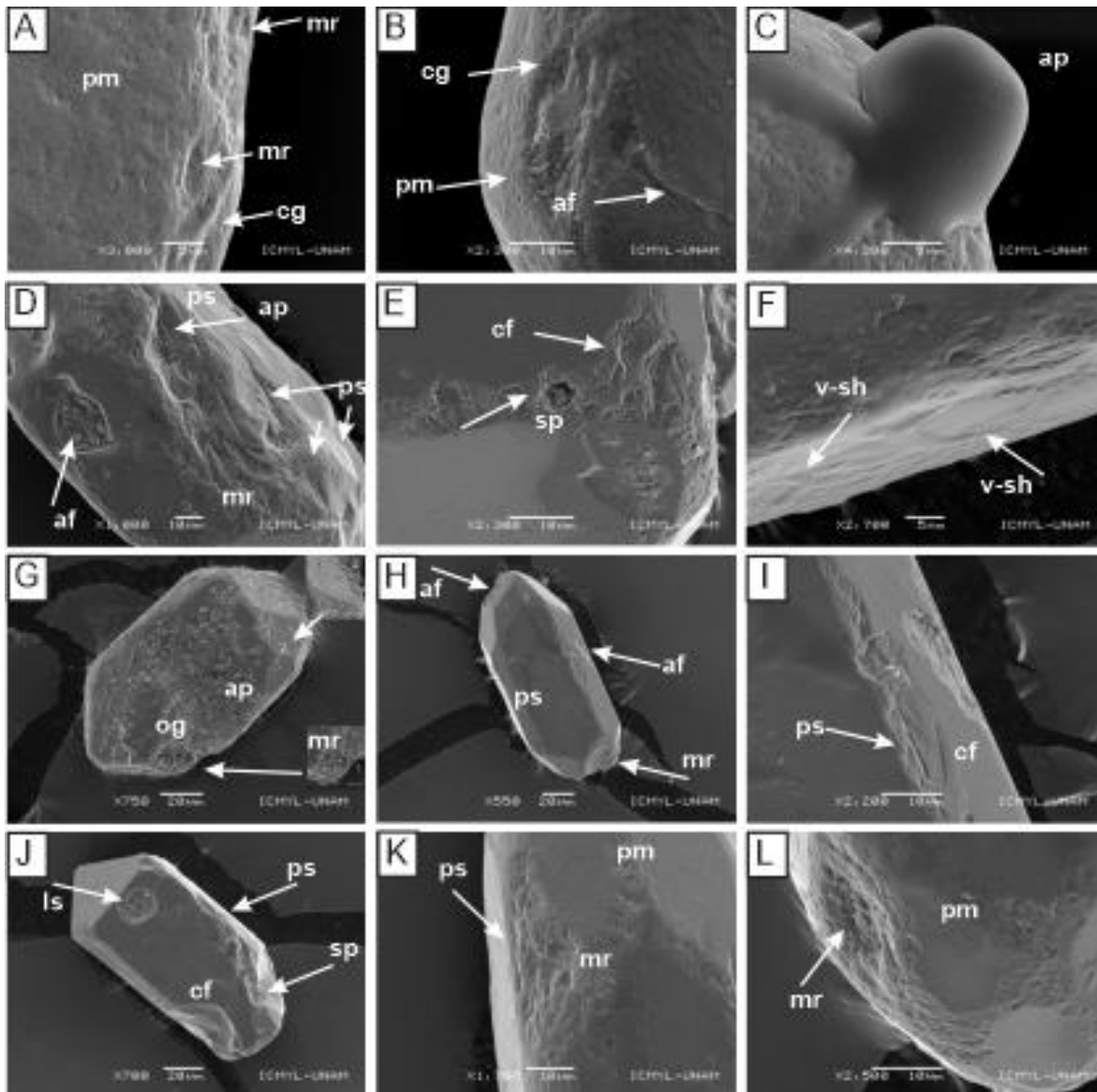


Figura 87.- Microtexturas en granos de circones para playa Tesoro (PT1 y PT19). (a) Circón redondeado con ranuras curvas, partículas adheridas y bordes bulbosos. (b) Circón con partículas adheridas, bordes bulbosos, ranuras curvas y abrasión. (c) Circón con marcas V's, partículas adheridas, bordes bulbosos, abrasión y ranuras curvas. (d) Circón angular con superficies frescas y partículas adheridas. (e) Circón sub redondeado con estrias paralelas y ranuras curvas. (f) Circón con marcas V's. (g) Circón sub redondeado con bordes bulbosos, crestas serpenteantes, estrias paralelas y sobrecrecimiento de cristales. (h) Circón con grietas, hoyos de disolución, estrias paralelas y crestas serpenteantes. (i) Circón con bordes suaves y abrasión. (j) Circón angular con abrasión y partículas adheridas.



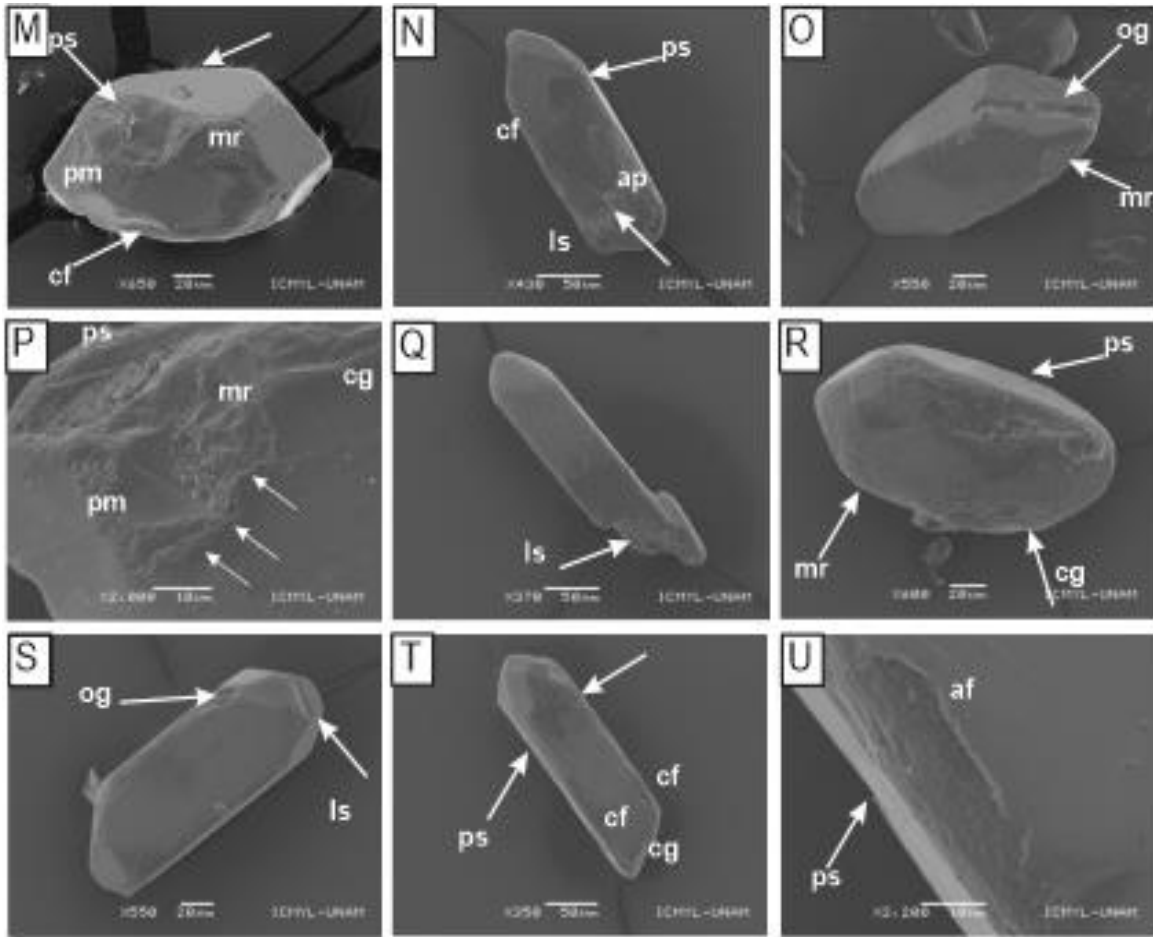


Figura 88.- Microtexturas en granos de circones para Barra del Tordo (PBT1 y PBT13). (a) Circón sub redondeado con marcas de percusión, crestas serpenteantes y ranuras curvas. (b) Circón con marcas de percusión, ranuras curvas y abrasión. (c) Circón con bordes suaves y partículas adheridas. (d) Circón elongado con abrasión, estrias paralelas, crestas serpenteantes y partículas adheridas. (e) Circón con hoyos de disolución y fracturas concoidales. (f) Circón con marcas V's. (g) Circón sub redondeado con crestas serpenteante, partículas adheridas y sobrecrecimiento de cristales. (h) Circón con abrasión, crestas serpenteantes y estrias paralelas. (i) Circón con estrias paralelas y fracturas concoidales. (j) Circón sub angular con impactos, estrias paralelas, hoyos de disolución y fracturas concoidales. (k) Circón con estrias paralelas, marcas de percusión y crestas serpenteantes. (l) Circón con marcas de percusión y crestas serpenteantes. (m) Circón angular con estrias paralelas, crestas serpenteantes, marcas de percusión y fracturas concoidales. (n) Circón con partículas adheridas, estrias paralelas, fracturas concoidales e impactos. (o) Circón sub angular con sobrecrecimiento de cristales y fracturas concoidales. (p) Circón con ranuras curvas, crestas serpenteantes, estrias paralelas, fractura de mordida y marcas de percusión. (q) Circón con cicatrices de impacto. (r) Circón angular con estrias paralelas, ranuras curvas y crestas serpenteantes. (s) Circón con sobrecrecimiento de cristales y cicatrices de impactos. (t) Circón elongado con estrias paralelas, ranuras curvas y fracturas concoidales. (u) Circón con estrias paralelas y abrasión.

Tabla 26.- Clasificación de microtexturas en playas GM-Norte.

Microtexturas	Inferencias	Barra del Tordo Cuarzo/Circón		Tesoro Cuarzo/Circón	
Mecánicas					
Cicatrices de impacto	Transporte fluvial	XXX	XX	XX	X
Granos redondeados a sub redondeados	Transporte eólico y distancia moderada de la fuente.	XX	X	X	XXX
Estrías paralelas	Las colisiones mecánicas causadas por el movimiento en los bordes de los granos.	XX	XXX	-	X
Ranuras curvas y lineares	Ranuras curvas y lineares debido a la acción de las olas	XX	XX	XX	X
Fracturas concoidales	Como resultado de depresiones elongadas (20-250 mm) ocurre en granos gruesos	X	XXX	X	XX
Marcas de percusión	Ambiente eólico y sub acuoso	XX	XX	X	-
Marca V's	Representa un ambiente sub acuoso de alta energía como zona de litoral o ríos	XX	XX	XX	X
Bordes bulbosos	Transporte eólico	XX	XX	XX	XX
Abrasión	Colisiones de alta energía	XX	XX	X	X
Crestas serpenteantes	Transporte eólico	XX	XXX	XXX	XX
Químicas					
Globulos de silice	Ambiente diagenético	XX	XX	X	X
Disolución y precipitación	Ambiente de uno o más periodos de actividad química	XXX	XX	X	X
Sobrecrecimiento de cristales	Relacionado a un alto grano de evolución del grano.	XXX	X	X	X
Mecánicas/Químicas					
Partículas adheridas	Ambiente diagenético	XXX	XX	XX	XXX
Relieve medio	Ambiente sub acuáticos de alta energía	XXX	XXX	XX	XX

XXX Abundante; XX Común y X Presente.

9.3.7 DISCUSIÓN

9.3.7.1 GRANULOMETRÍA Y GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS

La procedencia de los sedimentos a partir de la geoquímica de playas Barra del Tordo y Tesoro, en un diagrama de discriminación de procedencia (Roser y Korsch, 1988) basado en elementos mayores mostró una procedencia cuarzosa, que refiere a una fuente reciclada. La composición química también permitió interpretar la intensidad de meteorización y reciclaje de sedimentos (Tawfik *et al.* 2017). Los valores de CIA, PIA y CIW varían de 44.6-57.5, 41.9-63.8 y 53.5-74.5 respectivamente. Estos valores señalaron condiciones climáticas de moderadas a intensas.

Es importante observar que el índice de variabilidad en composición (ICV) disminuye cuando aumenta el índice de intemperismo (Armstrong-Altrin *et al.*, 2014, 2017; Nagarajan *et al.*, 2017). Los valores cambiaron de 0.95 a 2.41, para Barra del Tordo las muestras 1 y 7 presentan intervalos de hasta 9.35 con respecto a las demás, indicando la presencia de minerales poco degradados en este caso minerales pesados. De acuerdo con Cox *et al.* (1995) $ICV > 1$ determina minerales detríticos poco degradados como feldespato y cuando $ICV < 1$ sedimento de grano fino como arcilla. Mientras que PT revela valores de 1.61-1.78. En general, PT tiene valores de concentraciones inferiores a PBT y se clasifica como sedimentos inmaduros (Zhang *et al.*, 2016). Elementos como Al, Ti, Th y Sc se comportan de manera inmóvil en el ambiente sedimentario y generalmente no son diagenéticamente activos (Santos *et al.*, 2007; Yang *et al.*, 2004). De estos elementos únicamente el titanio presenta enriquecimiento. Los resultados de elementos traza significan la roca de donde provienen (Bhatia y Crook, 1986) ya que las rocas fuente de silicio contienen concentraciones mucho más altas de elementos inmóviles como La, Th y tierras raras (Taylor y McLennan, 1985; Armstrong-Altrin, 2009; Armstrong-Altrin *et al.*, 2015a). Además, la comparación de las siguientes relaciones geoquímicas, La/Sc, La/Co, Th/Sc, Th/Co y Cr/Th, mostró que los sedimentos de Barra del Tordo y Tesoro derivaron predominantemente de una fuente félsica.

Para PBT, la correlación positiva de Th con las tierras raras implica que están asociadas con la fase detrítica, por lo tanto, es poco probable que ocurra una diagénesis temprana (Santos *et al.*, 2007). La falta de anomalías de Ce y Eu observadas en la playa sugiere que los procesos redox no han jugado un papel significativo en la modificación de la distribución de tierras raras en estos sedimentos (Santos *et al.*, 2007). Respecto al fraccionamiento de tierras raras ligeras sobre las pesadas para ambas playas puede ser efecto del intemperismo (Chaudhuri y Cullers, 1979; Condie *et al.*, 1995).

El medio de transporte y depósito del tipo eólico puede introducir el sedimento y algunos elementos traza en el ambiente costero y oceánico. El aporte de tierras raras disueltas que se ubican en la atmósfera representa alrededor del 30% este aporte se da los océanos a través de los ríos (Greaves *et al.*, 2003). La relación Zr/Sc expuso la abundancia relativa de los circones, ya que los resultados variaron de 7.8-11.8, que manifiestan una re-elaboración significativa y una clasificación selectiva (Cingolani *et al.*, 2003). Al realizar el gráfico de Th/Sc versus Zr/Sc (McLennan *et al.*, 1983), en el cual Th es incompatible y Sc es compatible en sistemas ígneos. La relación Th/Sc exhibe el grado de diferenciación en sistemas ígneos; los resultados advierten valores bajos que indican como fuente rocas ígneas y particularmente rocas graníticas (Erlank *et al.*, 1978; Wang *et al.*, 2010).

9.3.7.2 GEOCRONOLOGÍA DE SEDIMENTOS

La datación de circones presenta tres poblaciones principales de circones, 1) Cenozoico (1.2-59.5 Ma; 1.2-58.2 Ma; 25.7 Ma-64.3 Ma; 23.3 Ma-65.9 Ma), 2) Mesozoico (70.3 Ma-177.7 Ma; 68.9 Ma- 243.8 Ma; 78.4 Ma-249.3 Ma; 71-244 Ma), y 3) Proterozoico (595.8 Ma-2094 Ma; 632.2 Ma-1732 Ma; 560.4 Ma-2593 Ma; 669 Ma-2039 Ma) para Barra del Tordo y Tesoro (PBT1, PBT13, PT1 y PT19, respectivamente). Los datos antes mencionados se muestran en la Figura 84 y se compararon con las dataciones reportadas en la literatura que se encuentran cercanas al área de estudio GM-Norte.

Según las características de los sedimentos y los circones, la roca fuente y zona de depósito está influenciada por el transporte eólico y fluvial (Figura 84). Para playa Tesoro, existe un mayor transporte, tiempo de residencia y acción de las olas sobre el sedimento comparado con playa Barra del Tordo debido a la redondez de los granos y la concentración de los sedimentos. Es importante considerar sedimentos provenientes de la cuenca del río Soto La Marina cercana a la playa Barra del Tordo como consecuencia de las diferencias entre ambas playas. La geología que presenta dicha cuenca presenta rocas de edades Jurásicas, Triásicas y brechas sedimentarias del Cuaternario.

Las microtexturas en cuarzo para ambas playas, indicaron granos redondeados, crestas serpenteantes, cicatrices de impacto, bordes bulbosos, resultado principalmente del efecto combinado de la descarga del río y los vientos (“los nortes” con gran intensidad). Para el ambiente fluvial, hay grietas de percusión en forma de V, cicatrices de impactos, fracturas concoidales y surcos curvos y

rectos. Mientras que los ambientes eólicos, por el contrario, se caracterizan por granos sub redondeados a redondos y crestas serpenteantes.

La influencia del ambiente diagenético se puede observar por los hoyos a causa de la disolución y el crecimiento excesivo de cristales en la superficie de los granos. La combinación de diversas fuentes, la deriva litoral, los vientos y la distancia geológica de los terrenos, definió las microtexturas presentes en los granos de circones y cuarzos para Barra del Tordo y Tesoro.

9.4 GM- NORTE NÚCLEOS



Figura 89.- Núcleos cortados para análisis

9.4.1 GRANULOMETRÍA

La parte marina de GM-Norte presenta cinco núcleos. El análisis granulométrico, mostró un tamaño de grano fino, se aprecia que no existen tamaños de arena, solo una distribución entre limos y arcillas, además de presentar una mala clasificación y su cúrtosis varía entre platicúrtica y mesocúrtica a lo largo de los cinco núcleos.

Tabla 27.- Parámetros granulométricos en sedimentos de núcleos GM-Norte

Núcleo	cm	Arenas	Limos	Arcillas	Mz	Clasificación	Sk ₁	Cúrtosis
57	0-1	0	55.77	44.23	7.847	1.631	0.075	0.886
	5-6	0	53.96	46.04	7.905	1.63	0.055	0.885
	10-11	0	50.52	49.48	8.045	1.58	0.04	0.89
	15-16	0	47.2	52.8	8.171	1.559	0.025	0.893
	20-21	0	44.02	55.98	8.266	1.549	-0.011	0.923
59	0-1	0	49.35	50.65	8.112	1.536	0.055	0.908
	5-6	0	48.47	51.53	8.148	1.52	0.056	0.908
	10-11	0	48.49	51.51	8.144	1.546	0.05	0.908
	15-16	0	45.94	54.06	8.233	1.501	0.04	0.921
	19-20	0	42.64	57.36	8.353	1.477	0.027	0.931
60	0-1	0	55.9	44.1	7.81	1.722	0.048	0.889
	3-4	0	54.4	45.6	7.884	1.66	0.056	0.877
	6-7	0	46.57	53.43	8.18	1.578	0.007	0.903
	9-10	0	44.9	55.1	8.226	1.573	-0.014	0.917
	12-13	0	45.32	54.68	8.225	1.582	0	0.909
61	0-1	0	51.74	48.26	7.987	1.639	0.036	0.883
	5-6	0	50.2	49.8	8.041	1.63	0.024	0.879
	10-11	0	48.16	51.84	8.125	1.591	0.022	0.883
	15-16	0	42.46	57.54	8.315	1.575	-0.028	0.918
	20-21	0	43.65	56.35	8.263	1.6	-0.03	0.912
	24-27	0	40.81	59.19	8.377	1.555	-0.032	0.931
63	0-3	0	49.9	50.1	8.033	1.644	0.007	0.889
	7-8	0	54.01	45.99	7.885	1.674	0.038	0.883
	12-13	0	45.65	54.35	8.189	1.6	-0.017	0.911
	17-18	0	47.41	52.59	8.124	1.632	-0.01	0.911
	22-23	0	47.08	52.92	8.149	1.623	-0.002	0.908

En la Figura 90 se presentan variaciones de los dos tamaños de grano (limo y arcilla) con respecto a la profundidad y el comportamiento es similar entre los núcleos. A mayores profundidades el tamaño de grano es más fino, el núcleo 59 y 61 cuentan con un mayor porcentaje de arcillas.

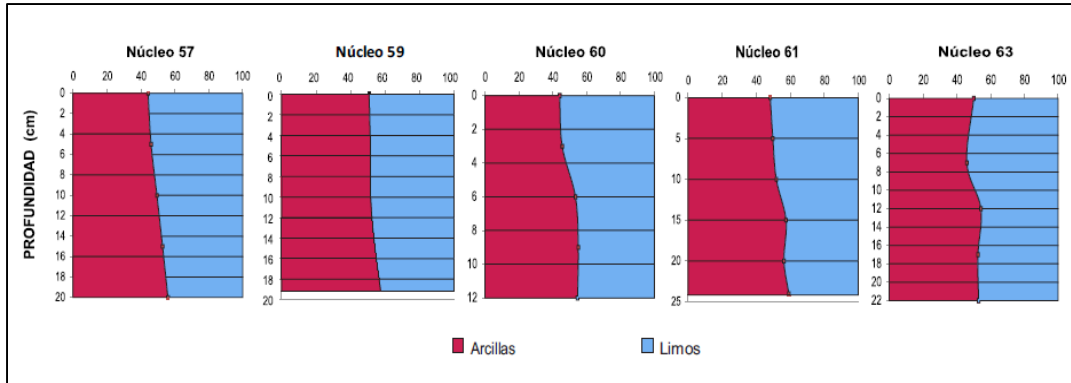


Figura 90.- Distribución de limos y arcillas en los núcleos GM-Norte

Otro parámetro fue la clasificación, cuatro núcleos se encuentran mal clasificados, en asimetría se tiene que son casi simétricos, finalmente sólo el núcleo 59 presenta un comportamiento mesocúrtico mientras que los demás tienen un comportamiento platicúrtico en la parte media y superficial mientras que en la zona profunda el comportamiento es mesocúrtico (Figura 91).

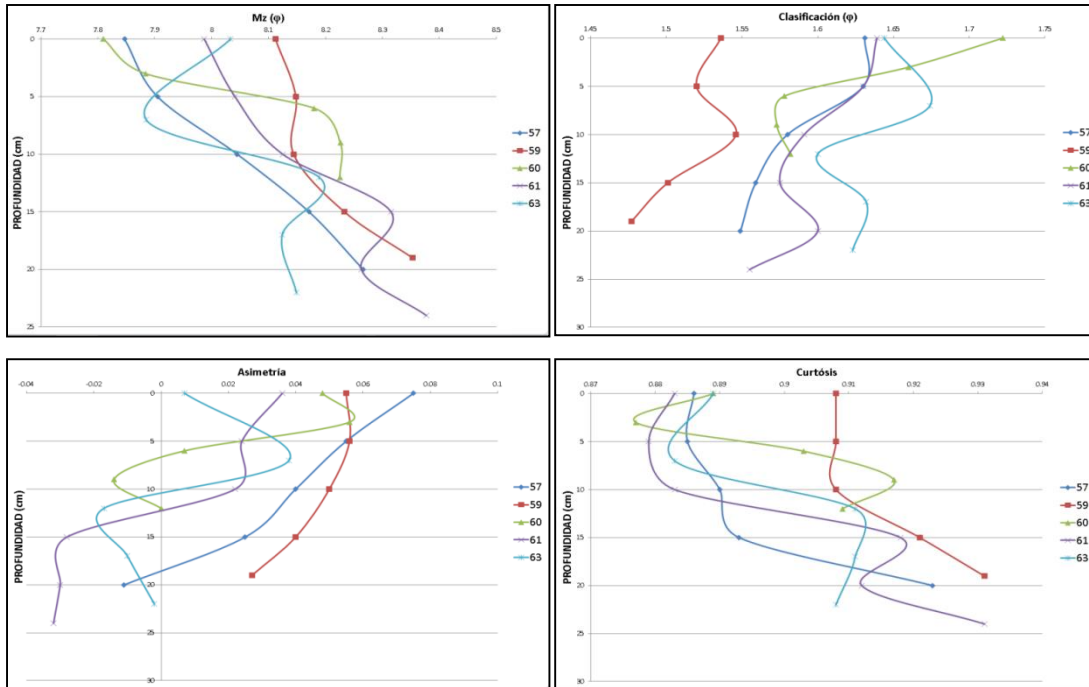


Figura 91.- Parámetros granulométricos en núcleos de GM-Norte.

9.4.2 MINERALOGÍA

Los datos a través del SEM-EDS para los cinco núcleos en dos diferentes profundidades, mostró lo siguiente. Los principales componentes que se encontraron son SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SnO , TiO_2 , CaO , Cr_2O_3 , Ba, tierras raras y ZrO_2 en el núcleo 57. Las señales correspondientes con minerales pesados exhiben largas distancias desde la parte continental y sometidos a procesos de clasificación hidráulica (Webb *et al.*, 2021; Fustic *et al.*, 2021). Dentro de los minerales presentes son cromita FeCr_2O_4 , plagioclasas, feldespatos, estannita $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$, barita BaSO_4 este último mineral es muy común y se encuentra en una amplia variedad de ambientes como ventilas hidrotermales de baja temperatura, en cavidades rocosas en basaltos y calizas. Además, está asociado con depósitos de hierro sedimentario y manganeso, a menudo se asocia con calcita y cuarzo. En la Figura 92 se observan los cuatro picos del Ba y el pico de azufre (S) con mayor predominancia, además algunas señales en menor proporción que corresponde a minerales arcillosos y de cuarzo.

Las tierras raras presentes se pueden relacionar a minerales autigénicos donde el arreglo puede ser sustituido por algún elemento perteneciente a las tierras raras.

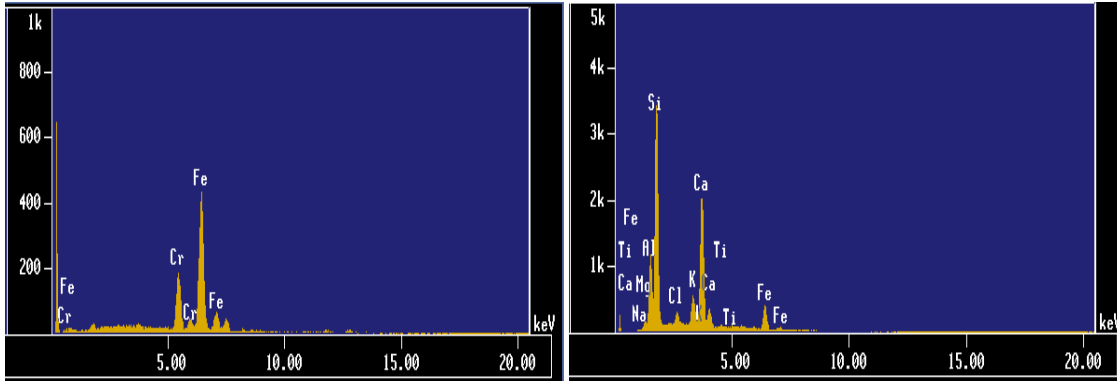


Figura 92.- Espectros de sedimentos en el núcleo 57 (0-1cm).

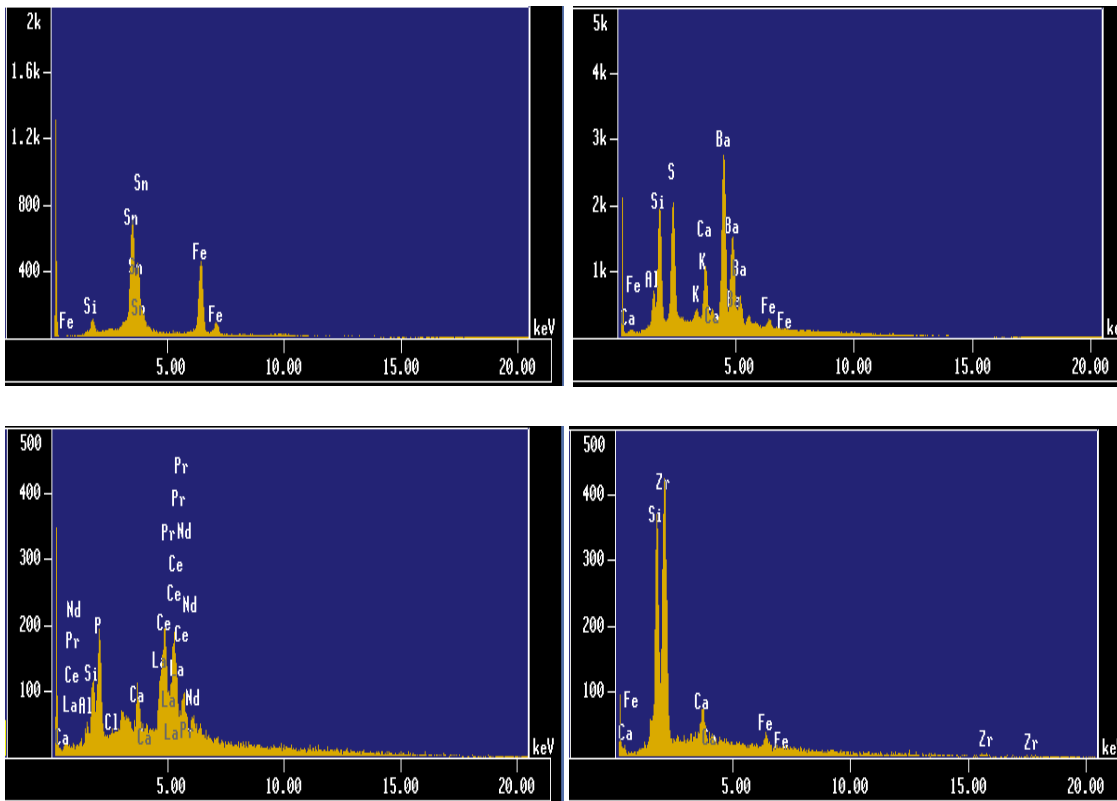


Figura 93.- Espectros de sedimentos en el núcleo 57 (10-11cm).

Para el núcleo 59 se denotan las señales de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , una mayor cantidad de CaO , BaSO_4 , y SnO . Algunas de las señales de minerales que se presentan son calcita CaCO_3 , magnetita $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ o hematita Fe_2O_3 que se caracterizan por ser un mineral accesorio en gran variedad de magmas pobres en sílice, común en rocas sedimentarias como las areniscas, además, barita (BaSO_4), casiterita (SnO), feldspatos entre otros.

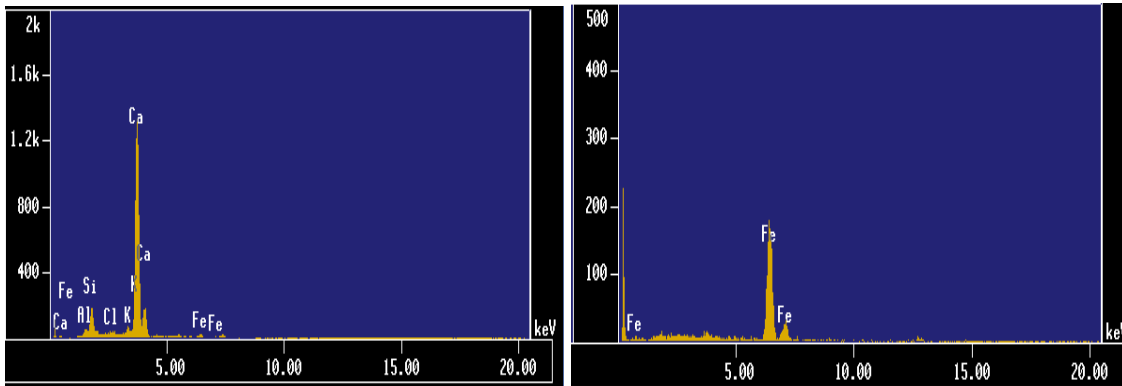


Figura 94.- Espectros de sedimentos en el núcleo 59 (0-1cm).

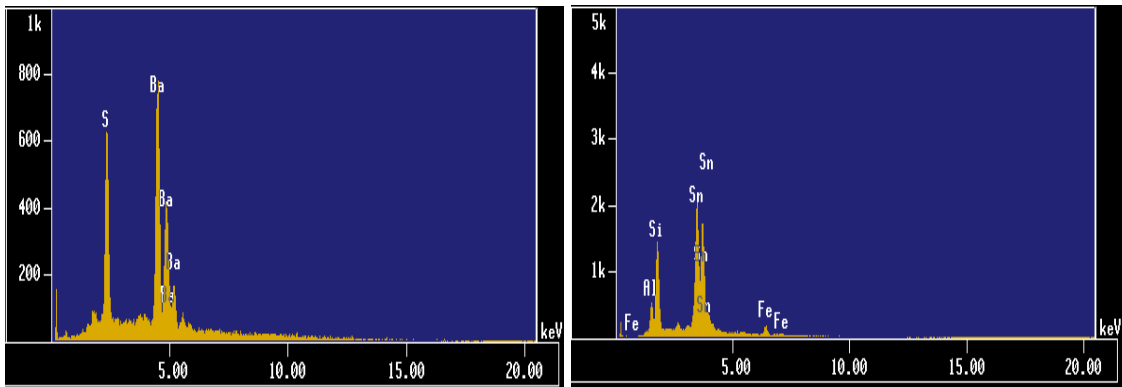


Figura 95.- Espectros de sedimentos en el núcleo 59 (10-11cm).

Para el núcleo 60 se tiene una mayor concentración de estaño además de encontrarse SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , BaSO_4 , TiO_2 . Los minerales podrían referirse a plagioclasas, feldspatos, casiterita (SnO), estannita ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$) e ilmenita (FeTiO_3).

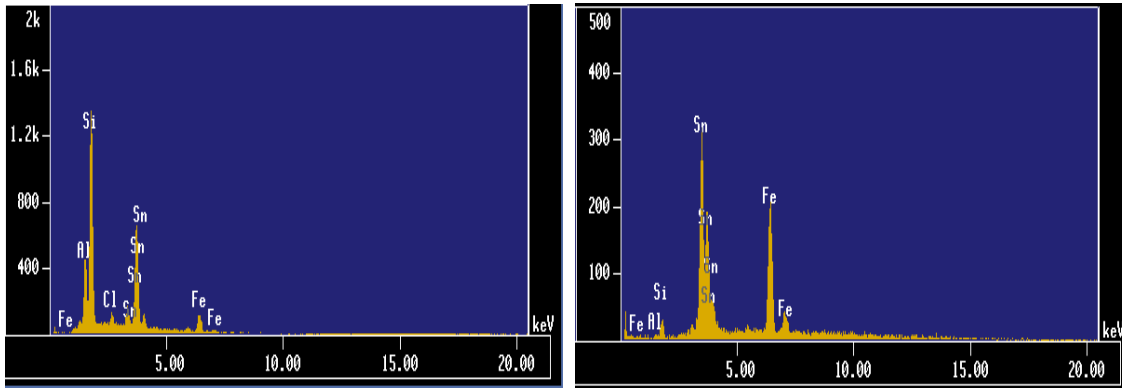


Figura 96.- Espectros de sedimentos en el núcleo 60 (0-1cm).

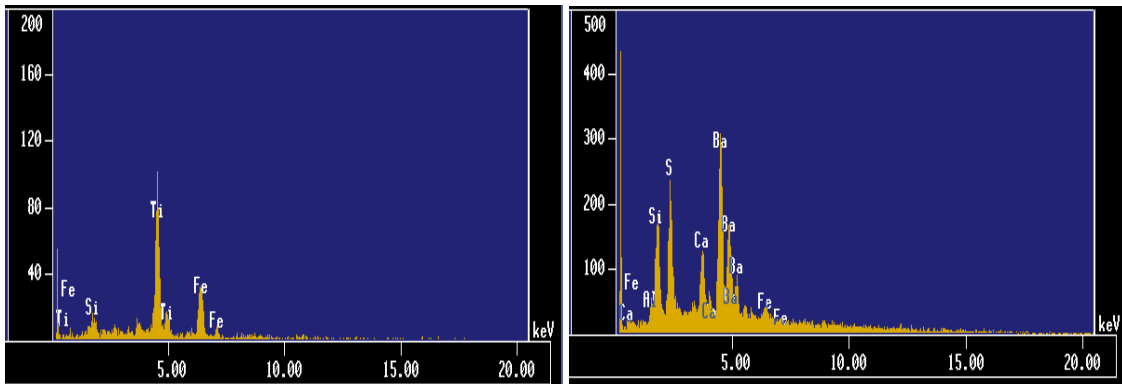


Figura 97.- Espectros de sedimentos en el núcleo 60 (12-13cm).

Para el núcleo 61 se advierten concentraciones de cromo, níquel, hierro y azufre. Los minerales exhibidos son cromita (FeCr_2O_4), en la parte media del núcleo se encontraron señales de minerales con altas concentraciones de manganeso.

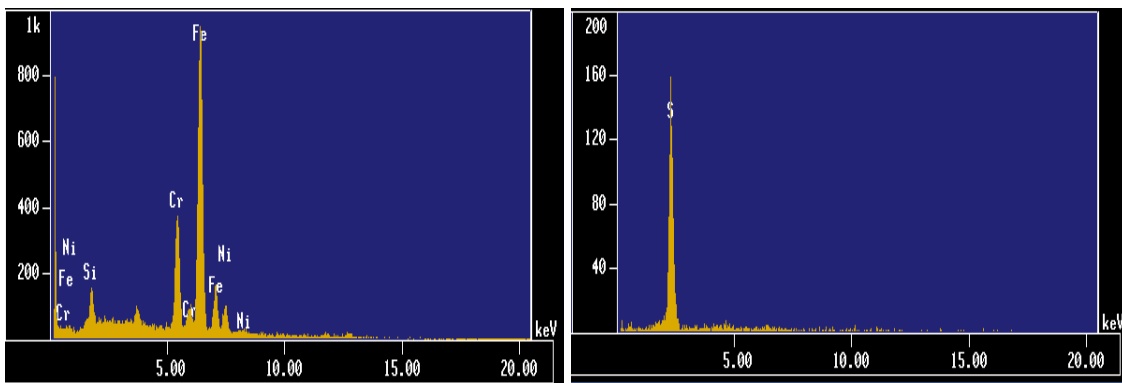


Figura 98.- Espectros de sedimentos en el núcleo 61 (0-1cm).

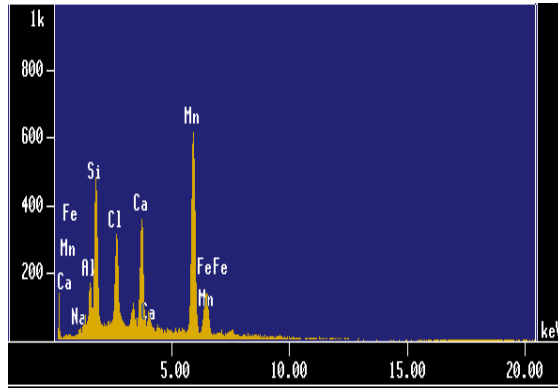


Figura 99.- Espectro de sedimentos del núcleo 61 (15-16cm).

Finalmente, el núcleo 63 expuso elementos como SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , BaSO_4 , TiO_2 y ZrO_2 . Los minerales localizados fueron circones, rutilo TiO_2 , magnetita $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ o hematita (Fe_2O_3), barita (BaSO_4) y feldespatos.

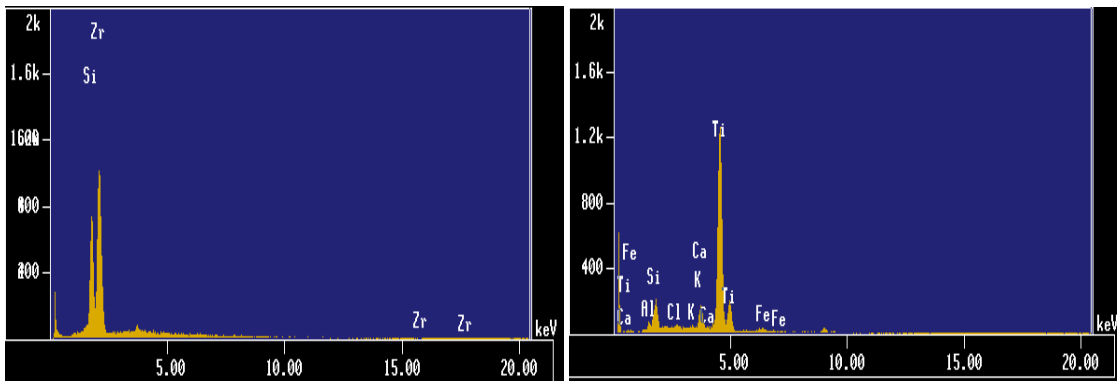


Figura 100.- Espectros de sedimentos en el núcleo 63 (0-3cm).

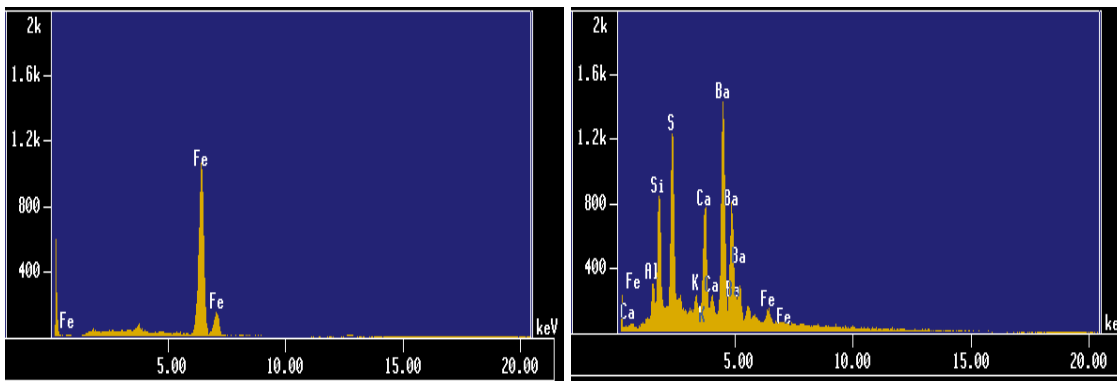


Figura 101.- Espectro de sedimentos en el núcleo 63 (12-13cm).

9.4.3 PETROGRAFÍA

Las secciones delgadas (Figura 102) para los núcleos a través del microscopio mostraron la presencia de sedimento muy fino y con una alta disposición de fósiles, algunos de los organismos que se pudieron identificar son *G. menardii* y *Globigerina* como predominantes. La presencia de arcillas indica una exposición prolongada a procesos de intemperismo aumentando la madurez del sedimento debido a los ciclos de reciclamiento causados en ríos y mareas (Leckie *et al.*, 2009).

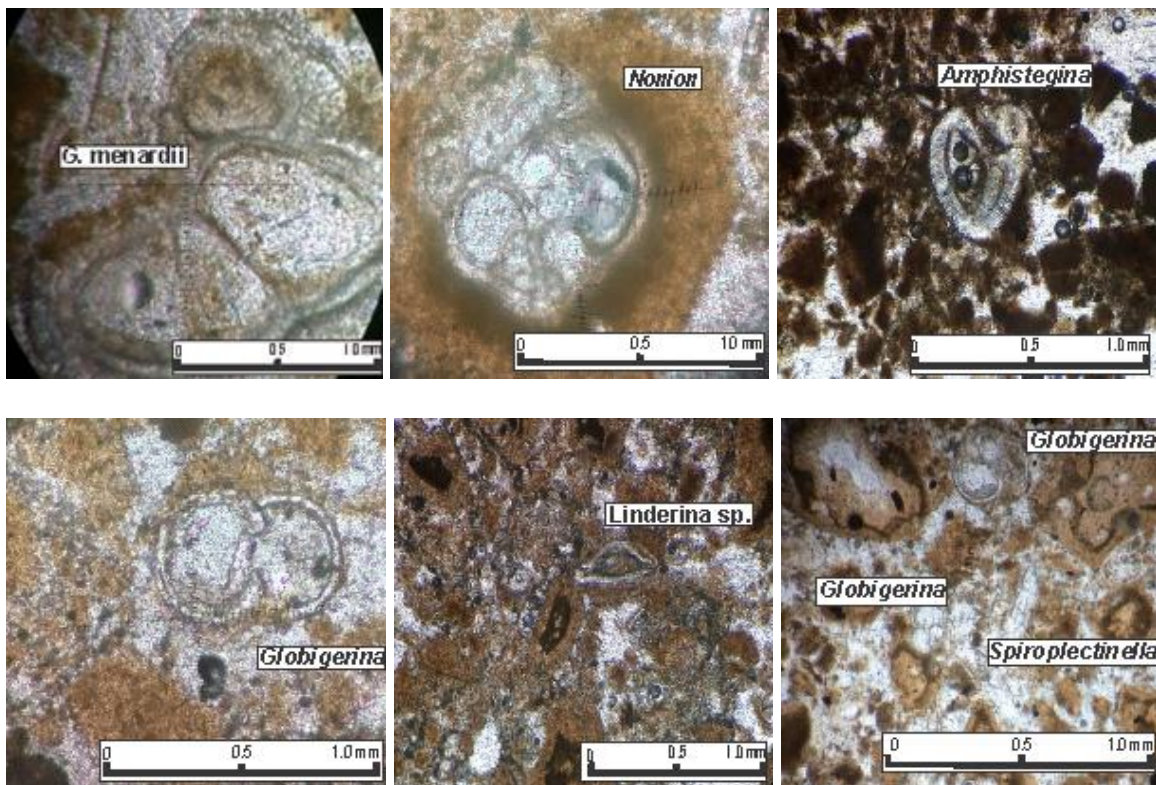


Figura 102.- Fotomicrografías de algunos organismos encontrados en los núcleos de GM-Norte

9.4.4 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Se seleccionaron seis muestras de los cinco núcleos, dos del núcleo 57 (superficie y parte media), dos del núcleo 60 y dos del núcleo 63 para analizar por DRX, los resultados mostraron que los minerales presentes en la superficie del núcleo más cercano a la costa son cuarzo, calcita, halita, illita, cristobalita perteneciente a los silicatos tridimensionales, mica, fayalita mineral perteneciente al grupo del olivino esencial de las rocas pobres en sílice y albita mientras que en su parte media se repiten los minerales a excepción de anortita, halloysita, montmorillonita pertenecientes a los filosilicatos que tienen como característica un hábito hojoso o escamoso derivado de la existencia de una exfoliación basal perfecta y también se tiene la presencia del mineral moscovita (Figura 103).

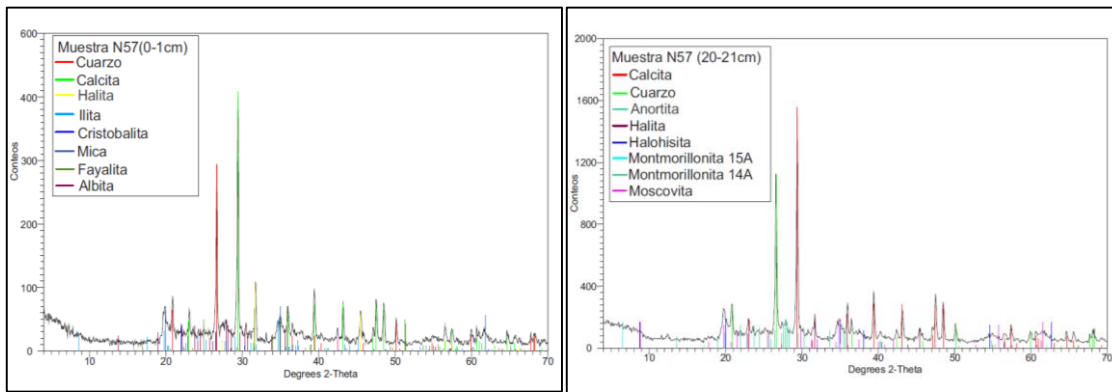


Figura 103.- Difractograma N57 (0-1cm y 10-11cm)

Para el núcleo 60 los minerales localizados son calcita, cuarzo, halita, cloromagnesita, moscovita y albita y en la parte media del núcleo se añade la montmorillonita y forsterita (Figura 104).

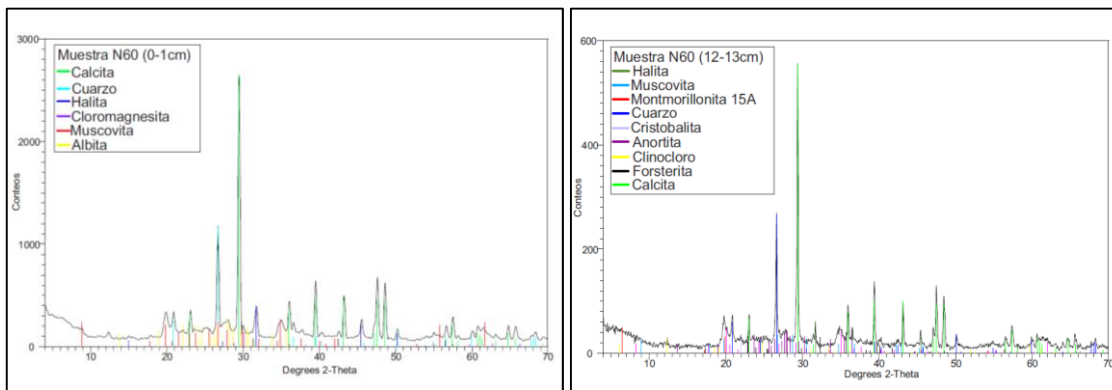


Figura 104.- Difractograma de N60 (0-1cm y 12-13cm)

Y finalmente el núcleo más lejano de la costa no varía con respecto a los demás núcleos ya que se ubican los minerales calcita, cuarzo, halita, nontronita (filosilicato), moscovita, anortita y cristobalita. La parte media además de los minerales antes mencionados se presenta la mortmorillonita (Figura 105).

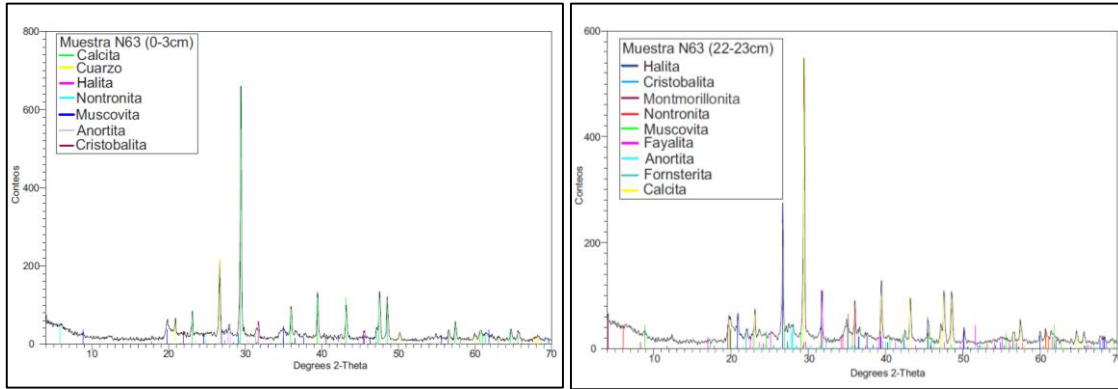


Figura 105.- Difractograma N63 (0-3cm y 22-23cm)

9.4.5 GEOQUIMICA

9.4.5.1 ELEMENTOS MAYORES

La geoquímica de elementos mayores de los cinco núcleos se muestra a continuación, podemos observar que los núcleos 60, 61 y 63 presentan similitudes entre sí, a diferencia de los dos más cercanos a la costa.

Tabla 28.- Concentración de elementos mayores en sedimentos de núcleos GM-Norte

Núcleo	Cm	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Sum	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	CIA	PIA	CIW	ICV
57	0	39.41	0.59	12.02	5.46	0.34	2.22	16.46	1.95	1.73	0.14	19.68	100.00	3.28	6.17	37.37	35.85	39.50	2.36
	5	41.76	0.60	12.66	5.78	0.31	2.27	14.94	2.14	1.55	0.14	17.85	100.00	3.30	5.93	40.46	39.41	42.57	2.16
	10	42.12	0.61	12.65	5.72	0.30	2.22	14.58	2.01	1.79	0.14	17.85	99.99	3.33	6.28	40.76	39.55	43.26	2.13
	15	41.03	0.59	12.39	5.64	0.45	2.33	14.99	2.23	1.61	0.13	18.60	100.00	3.31	5.56	39.69	38.50	41.85	2.21
	20	40.51	0.60	12.17	5.53	0.92	2.31	15.36	2.49	1.42	0.13	18.55	99.98	3.33	4.89	38.71	37.59	40.54	2.28
	Promedio	40.97	0.60	12.38	5.63	0.46	2.27	15.27	2.16	1.62	0.14	18.51	99.99	3.31	5.77	39.40	38.18	41.54	2.23
	Est.dev.	1.07	0.01	0.29	0.13	0.26	0.05	0.72	0.21	0.15	0.00	0.75	0.01	0.02	0.56	1.38	1.52	1.52	0.09
59	0	40.03	0.60	12.67	5.84	0.30	2.39	14.93	1.97	1.69	0.15	19.43	99.99	3.16	6.43	40.53	39.38	42.85	2.16
	5	41.48	0.61	12.91	6.03	0.30	2.49	14.18	1.96	1.84	0.15	18.04	99.98	3.21	6.60	41.80	40.69	44.45	2.10
	10	41.52	0.60	13.06	5.97	0.29	2.47	13.64	2.14	1.74	0.15	18.40	99.99	3.18	6.10	42.70	41.76	45.28	2.03
	15	42.85	0.62	13.22	6.15	0.97	2.61	12.58	2.37	1.82	0.15	16.66	99.99	3.24	5.59	44.09	43.27	46.94	1.98
	19	41.97	0.61	13.00	6.04	0.44	2.57	13.00	2.70	1.63	0.15	17.88	99.99	3.23	4.82	42.87	42.01	45.30	2.04
	Promedio	41.57	0.61	12.97	6.01	0.46	2.51	13.67	2.23	1.74	0.15	18.08	99.99	3.20	5.91	42.40	41.42	44.96	2.06
	Est.dev.	1.02	0.01	0.20	0.11	0.29	0.09	0.93	0.31	0.09	0.00	1.00	0.01	0.03	0.72	1.32	1.46	1.49	0.07
60	0	32.58	0.51	10.51	5.04	0.29	2.02	22.60	2.12	0.86	0.12	23.34	99.99	3.10	4.95	29.12	28.08	29.83	3.15
	3	31.48	0.49	10.08	4.89	0.28	2.02	23.07	2.18	1.04	0.12	24.34	99.99	3.12	4.62	27.72	26.37	28.53	3.34
	6	34.30	0.60	10.85	4.05	0.23	2.20	20.76	2.31	0.77	0.13	23.67	99.87	3.16	4.70	31.28	30.42	31.99	2.83
	9	34.80	0.59	11.04	4.17	0.25	2.12	20.90	2.08	0.85	0.13	23.12	100.04	3.15	5.31	31.65	30.71	32.44	2.78
	12	36.33	0.45	11.59	4.40	0.24	2.21	19.51	2.16	0.88	0.13	22.29	100.19	3.14	5.36	33.94	33.06	34.84	2.56
	Promedio	33.90	0.53	10.81	4.51	0.26	2.11	21.37	2.17	0.88	0.13	23.35	100.02	3.13	4.99	30.74	29.73	31.52	2.93
	Est.dev.	1.90	0.07	0.56	0.44	0.03	0.09	1.45	0.09	0.10	0.00	0.75	0.12	0.02	0.34	2.40	2.57	2.44	0.31
61	0	32.55	0.42	10.54	4.04	0.26	2.12	22.30	2.26	0.72	0.13	24.72	100.07	3.09	4.66	29.43	28.56	30.03	3.02
	5	35.04	0.44	11.34	4.32	0.27	2.14	20.83	2.04	1.11	0.14	22.52	100.18	3.09	5.57	32.12	30.92	33.16	2.72
	10	34.76	0.43	11.21	4.27	0.26	2.11	20.86	2.06	0.93	0.13	22.83	99.85	3.10	5.43	31.98	30.97	32.85	2.73
	15	35.87	0.62	11.56	4.34	0.26	2.22	19.61	2.15	1.01	0.13	22.50	100.28	3.10	5.37	33.68	32.65	34.70	2.59
	20	37.11	0.63	11.86	4.48	0.26	2.28	18.75	2.02	1.07	0.13	21.19	99.78	3.13	5.87	35.20	34.20	36.35	2.46
	24	40.96	0.51	13.04	4.98	0.54	2.44	15.85	1.73	1.74	0.14	18.34	100.26	3.14	7.52	40.29	39.12	42.58	2.09
	Promedio	36.05	0.51	11.59	4.40	0.31	2.22	19.70	2.05	1.10	0.13	22.02	100.07	3.11	5.74	33.78	32.74	34.95	2.60
Est.dev.	2.83	0.10	0.83	0.32	0.11	0.13	2.24	0.18	0.34	0.00	2.13	0.21	0.02	0.96	3.73	3.65	4.29	0.31	
63	0	32.10	0.41	10.54	4.01	0.26	2.00	23.30	1.89	0.89	0.13	24.68	100.21	3.05	5.58	28.78	27.70	29.49	3.08
	7	33.73	0.44	11.00	4.19	0.25	2.18	21.43	2.15	0.73	0.13	23.87	100.10	3.07	5.13	31.15	30.34	31.81	2.83
	12	35.31	0.46	11.47	4.34	0.27	2.20	20.56	1.98	1.12	0.14	22.55	100.39	3.08	5.81	32.65	31.48	33.73	2.67
	17	36.41	0.47	11.80	4.51	0.29	2.29	19.63	2.12	1.05	0.14	21.75	100.46	3.09	5.56	34.09	33.06	35.16	2.55
	22	37.67	0.66	11.95	4.47	0.41	2.38	18.34	2.47	1.20	0.13	21.03	100.69	3.15	4.85	35.19	34.07	36.48	2.47
	Promedio	35.05	0.49	11.35	4.30	0.30	2.21	20.65	2.12	1.00	0.13	22.78	100.37	3.09	5.38	32.37	31.33	33.33	2.72
	Est.dev.	2.19	0.10	0.58	0.21	0.07	0.14	1.87	0.22	0.19	0.00	1.50	0.23	0.04	0.39	2.52	2.48	2.76	0.24

En los núcleos 57 y 59 las concentraciones de hierro, manganeso, titanio y silicio son ligeramente mayores. El silicio es relativamente conservativo y se sabe que aumenta en el agua de fondo durante procesos de intemperismo (Corbett *et al.*, 2002).

Respecto a los resultados de elementos mayores, se graficaron en el diagrama de Herron (1988), los 5 núcleos caen entre los campos lutita y lutita rica en hierro (Figura 106a). En la Figura 106b se muestra la normalización de los elementos mayores con respecto a la corteza continental superior y los elementos enriquecidos son titanio, hierro, manganeso y un empobrecimiento de sodio, potasio y fósforo.

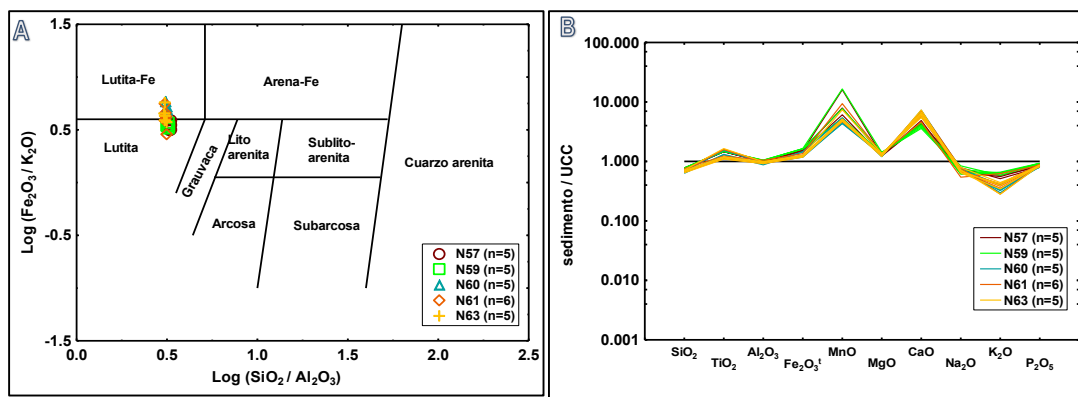


Figura 106.- Clasificación del sedimento (Herron 1988) (A) y elementos mayores normalizados con UCC (B) de los núcleos GM-Norte (Taylor y McLennan 1985).

9.4.5.2 ELEMENTOS TRAZA

Para las concentraciones de elementos traza se muestran los siguientes resultados. Existen diferencias en concentración de ciertos elementos por ejemplo el núcleo 57 presenta altas concentraciones de Sr, V, Zr, Zn y Ba. Por otro lado, el núcleo 59 no presenta el enriquecimiento Zr.

Tabla 29.- Concentración de elementos traza para sedimentos de los núcleos GM-Norte.

	N57					N59			
	0	5	10	15	20	0	5	10	15
Sc	6.40	7.00	23.20	14.00	7.01	6.5	7	6.9	7
V	97.87	90.17	201.57	241.83	79.18	78	80	79	85
Cr	69.94	56.26	141.79	73.39	48.02	39	39	38	41
Co	10.69	8.70	22.68	28.38	10.09	13.7	14.3	13.9	15.5
Ni	36.67	28.44	72.19	107.35	29.45	38.1	37.4	35.7	38.6
Cu	20.57	15.81	41.14	53.26	17.74	36.3	33.9	34.5	36.2
Zn	64.42	49.43	125.49	157.41	47.22	81.4	82.1	80.8	85.6
As	10.29	12.79	20.07	18.72	7.82	6	5.7	6.3	6.2
Rb	63.79	62.06	157.71	136.42	64.65	35.4	37.3	37	37.9
Sr	488.79	329.02	830.58	971.86	313.47	432	392	382	360
Y	11.30	12.79	37.96	25.96	14.91	11.7	11.8	11.7	12.1
Zr	86.60	69.73	166.05	204.46	63.48	7.4	7.9	7.9	9.4
Nb	9.50	7.98	13.54	22.95	7.72	0.2	< 0.1	< 0.1	0.1
Mo	2.19	2.82	5.79	13.23	2.59	2.67	3.1	3.16	1.08
Sn	3.34	2.19	3.93	5.32	2.88	3.51	1.21	1.31	2.87
Cs	12.59	10.84	24.77	28.83	10.72	2.62	2.62	2.61	2.77
Ba	314.20	258.26	652.05	764.65	516.58	102	109	116	110
Hf	2.95	2.73	5.23	6.55	2.72	0.2	0.2	0.2	0.2
Ta	11.28	8.90	11.70	12.73	10.18	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
W	2.67	2.72	3.02	4.37	2.83	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Pb	17.63	10.02	23.02	29.30	8.39	15.7	14.8	14.7	14.1
Th	5.13	5.11	17.16	9.57	6.16	6.5	6.7	6.7	7.2
U _{au}	1.83	1.39	3.53	3.78	1.83	0.9	1	0.9	1

Las unidades son ppm. Uranio autigénico $U_{au} = \text{Total U} - \text{Th}/3$

Normalizadas las concentraciones de los elementos traza respecto a la corteza continental superior (UCC), se puede observar en la Figura 107 un empobrecimiento muy pronunciado de Zr, Nb y Hf en el núcleo 59. Algunos elementos litofílicos como Sr revelan enriquecimiento en ciertos intervalos y solo dos muestras del núcleo 57 exhiben un ligero enriquecimiento de todos los elementos.

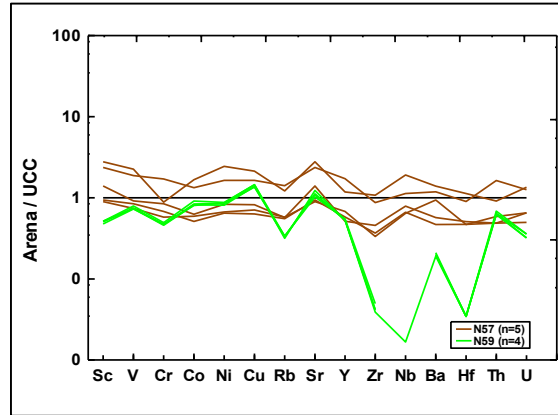


Figura 107.- Patrón de elementos traza de los núcleos GM-Norte normalizados con UCC (Taylor y McLennan 1985).

9.4.5.3 REGISTRO HISTÓRICO DE METALES EN SEDIMENTOS MARINOS

Para diferenciar si la procedencia se debe a aportes naturales o antrópicos en algunos metales, se analizó Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, Zn, y V, en los núcleos 57 y 59 de 30 cm de longitud. Los índices ambientales incluyeron al I_{geo} , EF y valores de PLI. Los valores del factor de enriquecimiento para Ba en el núcleo 57 y 59 (0.56-1.70; 0.22-0.25, respectivamente) fueron < 2 , esto indica que Ba en esos sitios no se encuentra enriquecido. Para los demás metales tenemos los siguientes resultados Co (0.61-2.05; 0.97-1.05), Cr (0.81-2.05; 0.53-0.57), Cu (0.76-2.61; 1.60-1.74), Ni (0.78-2.99; 0.94-1.04), Pb (0.62-2.11; 0.45-1.11), Sr (1.12-3.4; 1.18-1.48), Zn (0.83-2.72; 1.32-1.39) y V (0.92-2.77; 0.86-0.91) presenta valores > 2 para el núcleo 57. Los valores del I_{geo} para Ba (-1.091-0.246; -2.431-2.245), Co (-0.966-0.739; -0.311-(-0.133)), Cr (-0.789-0.773; -1.127-(-1.017)), Cu (-0.661-1.091; 0.439-0.538), Ni (-0.638-1.287; -0.502-(-0.189)), Pb (-1.019-0.785; -0.27-(-0.115)), Sr (-0.159-1.473; 0.041-0.304), Zn (-0.588-1.149; 0.197-0.27) y V (-0.434-1.176; -0.456-(-0.332)) mostraron patrones similares en ambos núcleos con valores ligeramente mayores en núcleo 57 respecto al núcleo 59. Para el PLI, que es un índice que comprende todos los metales antes mencionados, para el núcleo 57 los valores varían de 0.623-1.825 mientras para el núcleo 59 es 0.744-0.768.

9.4.5.4 ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS

En la Tabla 30 se muestran los resultados de tierras raras, en donde existe un enriquecimiento de tierras raras ligeras respecto a las pesadas. El elemento más enriquecido fue el Cerio que tiene un intervalo de 30-100 ppm. Consecuentemente, en la Figura 108 los resultados se normalizaron con respecto a Condrita, observándose la anomalía de Eu negativa, el ligero enriquecimiento de las tierras raras ligeras y en promedio una menor concentración de tierras raras en el núcleo 59 comparado con el núcleo 57.

Tabla 30.- Concentración de tierras raras de los sedimentos de núcleos de GM-Norte.

	N57					N59			
	0	5	10	15	20	0	5	10	15
La	16.09	15.90	55.33	31.72	22.82	19	19.1	18.7	19.6
Ce	34.34	32.80	112.49	67.98	46.71	39.3	39.9	39.2	41.5
Pr	3.66	3.92	13.10	7.28	5.42	4.8	4.7	4.7	5
Nd	14.60	14.17	50.49	28.67	19.37	18.6	18.2	18.3	19.2
Sm	3.13	3.23	9.83	5.97	3.93	3.5	3.8	3.8	3.3
Eu	0.61	1.16	2.13	1.29	1.40	0.8	0.7	0.7	0.7
Gd	3.44	3.28	10.06	6.36	4.00	3.3	3.4	3.5	3.4
Tb	0.45	0.80	1.39	0.90	0.89	0.4	0.5	0.4	0.5
Dy	2.33	2.95	7.32	4.91	3.15	2.5	2.5	2.5	2.6
Ho	0.50	0.84	1.45	1.03	0.92	0.4	0.4	0.4	0.4
Er	1.34	1.84	4.19	2.96	1.88	1.2	1.2	1.1	1.2
Tm	0.23	0.67	0.62	0.48	0.82	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	1.45	1.87	4.00	3.09	1.85	0.9	1	0.9	1
U	0.32	0.66	0.69	0.57	0.80	0.1	0.1	0.1	0.1
LREE	71.8	70.0	241.2	141.6	98.2	85.2	85.7	84.7	88.6
HREE	10.1	12.9	29.7	20.3	14.3	8.9	9.2	9.0	9.3
Eu/Eu*	0.56	1.08	0.65	0.64	1.07	0.71	0.59	0.58	0.64

LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm; HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu.

$$Eu/Eu^* = Eu_{CN} / [(Sm_{CN}) * (Gd_{CN})]^{1/2}$$

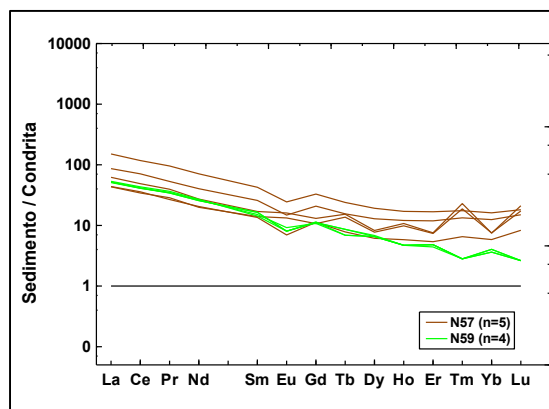


Figura 108.- Patrones de tierras raras de los sedimentos en núcleos de GM-Norte normalizados con Condrita (Taylor y McLennan 1985).

9.4.6 AMBIENTE TECTONICO

A través de las concentraciones de elementos mayores se realizó el diagrama con funciones discriminantes (Figura 109) se conoció la posible procedencia de los sedimentos. Todas las muestras de sedimentos caen en el campo de roca fuente de tipo intermedia similar a núcleos cercanos a la desembocadura del río Papaloapan (Armstrong-Altrin *et al.*, 2015a) que son representados por círculos color azul, sin embargo 60, 61 y 63 se van alejando de dicho campo. También se colocaron datos de sedimentos de Deep Sea Drilling Project (DSDP) que se refieren a núcleos de sedimentos cercanos al Río Misisipi (puntos color rosa) para observar si se tiene influencia de sedimentos ubicados más al norte del Golfo de México.

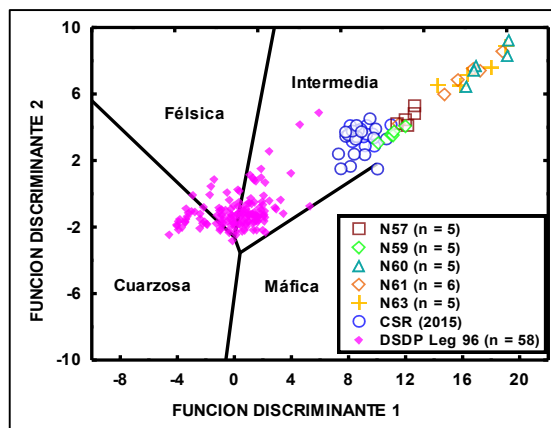


Figura 109.- Diagrama discriminante para inferir procedencia de los núcleos GM-Norte (Roser y Korsch 1988). Las funciones discriminantes son: función discriminante 1 = $(-1.773 \text{ TiO}_2) + (0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \text{ Fe}_2\text{O}_3) + (-1.5 \text{ MgO}) + (0.616 \text{ CaO}) + (0.509 \text{ Na}_2\text{O}) + (-1.224 \text{ K}_2\text{O}) + (-9.09)$; función discriminante 2 = $(0.445 \text{ TiO}_2) + (0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3) + (-0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \text{ MgO}) + (0.438 \text{ CaO}) + (1.475 \text{ Na}_2\text{O}) + (1.426 \text{ K}_2\text{O}) + (-6.861)$.

Los resultados en el diagrama anterior señalan que las muestras proceden de una roca fuente del tipo intermedia, mientras que en el diagrama de ambiente tectónico propuesto por Verma y Armstrong-Altrin (2013) las muestras caen en el área de arco y ambiente activo como se exhibe en las Figuras 110 y 111.

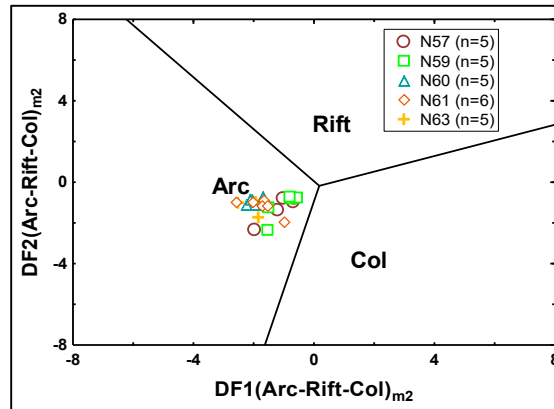


Figura 110.- Diagrama multidimensional basado en funciones discriminantes (Verma y Armstrong-Altrin, 2013) Los diagramas discriminantes DF1 y DF2 representan alto contenido de sílica basados en logaritmos de elementos mayores. Las funciones discriminantes presentan las siguientes ecuaciones $DF1_{(Arc-Rift-Col)m1} = (-0.263 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (0.604 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.725 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.660 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (2.191 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.144 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.304 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.054 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.330 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 1.588$ $DF2_{(Arc-Rift-Col)m1} = (-1.196 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.604 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.303 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.436 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.838 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-0.407 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1.021 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1.706 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.126 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 1.068$.

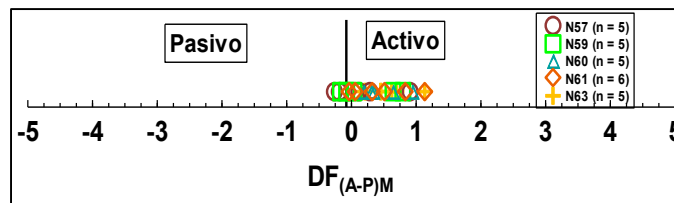


Figura 111.- Diagrama de ambiente tectónico Verma y Armstrong-Altrin, (2016) para los núcleos de GM-Norte, la función discriminante (DF(A-P)_M) ha sido calculada de la siguiente ecuación $DF_{(A-P)M} = (3.0005 \times ilr1_{TiM}) + (-2.8243 \times ilr2_{AlM}) + (-1.0596 \times ilr3_{FeM}) + (-0.7056 \times ilr4_{MnM}) + (-0.3044 \times ilr5_{MgM}) + (0.6277 \times ilr6_{CaM}) + (-1.1838 \times ilr7_{NaM}) + (1.5915 \times ilr8_{KM}) + (0.1526 \times ilr9_{PM}) - 5.9948$

9.4.7 VELOCIDAD DE SEDIMENTACION

Las edades obtenidas por el método de radiocarbono a través de materia orgánica total en dos muestras del núcleo 57 presentaron poca variación. La muestra superficial tuvo una edad de 1653 ± 33 mientras que la muestra más profunda una edad de 1683 ± 52 .

Se comparó los resultados de edades con las edades reportadas en la parte sur del Golfo de México (Ramos-Vázquez *et al.*, 2017; 2018, Anaya-Gregorio *et al.*, 2018) que muestran rangos que van de 21,289 años AP, $34,346 \pm 280$ años AP, y 23,615 años AP (Tabla 31). Los valores del núcleo N57 únicamente alcanza una edad de 1683 años AP, el límite Pleistoceno/Holoceno no se observa debido que en la parte sur este límite se localiza en el intervalo de 195 cm de profundidad. Si se extrapolan los datos hasta las profundidades de los núcleos de la parte sur, tenemos que GM-Norte presenta menor velocidad de sedimentación.

Tabla 31.- Edad ^{14}C en materia orgánica del núcleo 57 y comparación con otros estudios.

Núcleo	Profundidad (cm)	Columna de agua	Análisis	Edad ^{14}C (AP)	^{14}C error (años)	Edad calibrada (AP)	Error calibrado (años, 1σ)	Estudio
N57	0-1	1851	Materia Orgánica	3363	30	1653	33	Tesis GM-Norte
	19-20			3382	35	1683	52	
GM44	210-211	845	Organismos foraminíferos	8780	44	9478	35	Ramos-Vázquez <i>et al.</i> , 2017
	270-271			11500	54	13011	85	
	476			18170	73	21289	136	
N34	29-31		Organismos foraminíferos	1960	35.5	1554	50.5	Tesis GM-Sur
	160-161			9040	44.3	9790	90	
	180-181			9620	44.3	10520	39	
	496-497			30000	171.7	34346	280	
GM6	60-61		Organismos foraminíferos	2660	36	2388	51	Gregorio-Anaya <i>et al.</i> , 2018
	90-91			4400	36	4603	76	
	150-151			7030	44	7544	43	
	190-191			9170	44	10021	85	
	300-301			20120	82	23615	157	

9.4.8 DISCUSIÓN

9.4.8.1 GRANULOMETRÍA Y GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS

Los análisis granulométricos en los núcleos revelan que > 55% es material con un tamaño de grano fino < 3 μm (Dickens *et al.*, 2006). En las secciones delgadas se observó que los organismos foraminíferos predominantes son planctónicos lo que indica una columna de agua oxigenada (Dawson, 2000). Algunos de los foraminíferos bentónicos (Edwards y Wright, 2015) y ostrácodos encontrados se han utilizado en la reconstrucción de paleoambientes debido a que las especies tienen preferencias en determinados hábitats (Cronin, 2015). El género *Linderina* ha sido reportado en Europa, Jamaica, Florida y Venezuela (Ferrandez-Canadell y Serra-Kiel 1999). Además, otro género como *Amphistegina*, es característico en arrecifes localizados en pendientes y refleja la profundidad de la columna de agua y ausencia de luz (Yordanova y Hohenegger, 2002; Fujita y Omori, 2015).

Los análisis de SEM-EDS señalaron presencia de mineral barita que es común encontrarlo en una variedad de ambientes como arrecifes hidrotermales de baja temperatura, en cavidades rocosas, basaltos y calizas. Además, la barita puede precipitar mediante procesos biogénicos (Gonzalez-Muñoz *et al.*, 2012). La naturaleza altamente refractaria de la barita marina también significa su alta preservación comparado con materiales esqueléticos como el carbonato biogénico y sílice. (House y Norris 2020). La presencia de olivino puede explicar el contenido de forsterita >90, esto se ha reportado en ambientes volcánicos (Straub *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2013; Ammannati *et al.*, 2016).

También se observó la presencia de minerales como ilmenita, magnetita, hematita y circón, en mayor proporción se tiene cuarzo, calcita, feldespatos, plagioclasas y minerales del grupo de los filosilicatos como la montmorillonita. La combinación de K_2O , Fe_2O_3 , MgO y Al_2O_3 exhiben origen terrígeno, CaO y P_2O_5 manifiestan una fuente de origen biológico principalmente. Los componentes mayoritarios de los sedimentos son material detrítico (Um *et al.*, 2013). De acuerdo a las altas concentraciones de calcio observadas en tres de los cinco núcleos, estas pueden deberse a los arrecifes de coral localizados al este del Golfo de México y a la precipitación de carbonato autigénico. Sun y Turchyn (2014) observaron que en grandes extensiones del océano profundo también existen flujos de calcio fuera del sedimento. Asimismo, la alcalinidad y remoción de cationes vía formación de minerales carbonatados a lo largo de márgenes continentales influye en la remoción de silicio en sedimentos marinos (Torres *et al.*, 2020).

Las concentraciones de SnO pueden deberse a la presencia de sistemas hidrotermales, algunos estudios plantean que en áreas < 1000 m se localizaron sistemas hidrotermales, un ejemplo es el escarpado de Florida y la costa de Luisiana en el Golfo de México (Paull *et al.* 1984; Brooks *et al.*, 1987).

Uno de los elementos traza que se encuentra enriquecido es el estroncio (Sr), probablemente derivado de rocas sedimentarias o arrecifes de coral, el Sr está presente principalmente en la calcita, dolomía y conchas. El intemperismo de estos minerales tiene como resultado la concentración de Sr en relación con Ca debido a los mecanismos de intercambio iónico y adsorción diferencial. Heier y Billings (1970) observaron un mecanismo similar con Rb-K. El ion de Sr sustituye al ion Ca en minerales como anortita/calcita y caliza.

Respecto a los cálculos de índices de intemperismo CIA, PIA, y CIW. Los valores de CIA, CIW y PIA para el núcleo 57 (~37–40, ~35–39, ~39–43, respectivamente), N59 (~40–44, ~39–43, ~42–46, respectivamente), N60 (~27–33, ~26–33, ~28–34, respectivamente), N61 (~29–40, ~28–39, ~30–42, respectivamente) y N63 (~28–35, ~27–34, ~29–36, respectivamente) los resultados revelaron intensidad baja a moderada y que los sedimentos fueron derivados de un área de bajo relieve y depositados en condiciones climáticas áridas a húmedas. Los sedimentos indicaron alta madurez y la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (~3.04–3.33) y $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ (~4.6–7.5) significaron una madurez composicional moderada. Los elementos mayores que se graficaron en un diagrama de discriminación indicaron procedencia de rocas intermedias ígneas, sin embargo, dentro del campo, los núcleos N60, N61 y N63 se van alejando de esta clasificación. Para inferir el ambiente tectónico, los diagramas basados en funciones discriminantes (Verma y Armstrong-Altrin, 2013) y las muestras cayeron en margen activo y arco. Los índices para evaluar las concentraciones en metales con el fin de diferenciar entre aportes naturales y antrópicos fueron el factor de enriquecimiento que advierte no enriquecida el área estudiada, el índice de geo acumulación muestra clase 0 y 1 que representa prácticamente no contaminado a moderadamente contaminado y el índice de descarga de contaminantes (PLI) donde todas las muestras se encuentran alrededor de 0.653-1.852 y esto no denota un impacto negativo en esta área. En general los tres indicadores representan que las concentraciones de metales se deben a una fuente natural. Derivado de las características antes mencionadas un factor determinante en el transporte de los sedimentos es la influencia de los vientos conocidos como “nortes”, dando como consecuencia el incremento de turbulencias. Los sedimentos pueden llegar por suspensión y granos

pesados como los circones por tracción y saltación, ya que son atrapados por la fuerza de gravedad en túneles o agujeros hechos por bioturbación.

9.4.8.2 RADIOCARBONO EN SEDIMENTOS

La zona donde se localizan los núcleos en el Golfo de México tienen una tectónica que cuenta con tres anomalías gravitacionales en el occidente del Golfo de México, una se ubica de norte a sur a partir del delta del Rio Grande hasta el sur de la costa de Veracruz llamada fractura Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas (Bird *et al.*, 2005). Existe la posibilidad que parte de los sedimentos previos a su depósito, fueran transportados desde los Mexican Ridges, que van de 50-70 km paralelos a la costa en un área de 500 km (Bryant *et al.*, 1968, 1986; Buffler *et al.*, 1979, 1980, 1989; Alzaga-Ruiz *et al.*, 2009). Cercano a la costa de Tampico los ejes de estos pliegues tienen dirección norte-noroeste. Las estructuras cercanas a la plataforma continental son asimétricas con pliegues anticlinales mientras que las más distantes son pliegues simétricos (Yarbu-Lugo, 2015). Además, se tiene registro que en la parte norte del Golfo de México los sedimentos clásticos comenzaron a acumularse durante el Paleoceno. Los estudios geofísicos publicados muestran que los escarpes que separan la plataforma continental del fondo del océano pueden deberse principalmente a bancos de sal en el norte y arrecifes de coral en el este y sur del Golfo de México. Lo anterior responde al tipo de sedimento, geoquímica, ambiente tectónico que encontramos en los núcleos.

Finalmente, en el caso de tasas de sedimentación en GM-Norte nuestros resultados muestran en el intervalo 19-20 cm una edad de 1683 cal yrs. BP, no se logra apreciar el límite Holoceno-Pleistoceno pues en la parte sur este límite se localiza en los 195 cm de profundidad. Estudios previos de tasas de sedimentación en el suroeste del Golfo de México reportados mediante edades de ^{14}C en organismos foraminíferos exponen rangos de hasta 21,289 años, $34,346 \pm 280$ años, y 23,615 años (Ramos-Vázquez *et al.*, 2017, 2018; Anaya-Gregorio *et al.*, 2018).

10.-CONCLUSIONES

Los objetivos (general y particulares) planteados a priori para la realización del trabajo fueron cumplidos, se caracterizaron los sedimentos marinos y costeros para establecer la roca fuente de cada área estudiada.

Para GM-Sur

La composición de los sedimentos varió entre las playas. Los sedimentos de playa del Bosque están asociados con los minerales ilmenita, circón, cuarzo, albita, cordierita, clinocloro, anortita, moscovita y actinolita, mientras que Paseo del Mar está enriquecido por anortita, calcita y aragonita. Esta diferencia se debe al dominio de sedimentos derivados de la plataforma carbonatada de Yucatán, donde las corrientes litorales fueron un factor determinante. Los índices de intemperismo (CIA, CIW y PIA) señalaron una intensidad moderada para playa del Bosque, mientras que el índice de variabilidad en composición (ICV) y la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ indicaron baja madurez. Las concentraciones de elementos traza, tierras raras, así como las anomalías de Eu indicaron dos tipos de roca fuente (rocas félsicas y máficas). La relación Th/U en circones de la playa Bosque y Paseo del Mar reveló un origen ígneo, como también, los patrones de tierras raras normalizadas con Condrita presentaron anomalía positiva de cerio y negativa de europio, con un enriquecimiento de tierras raras pesadas, característico de origen magmático. Los sedimentos de playa del Bosque se asociaron a circones Proterozoicos y Paleozoicos, lo que exhibe que el Complejo Masivo de Chiapas (CMC) y el terreno de Chuacús son su fuente potencial. Mientras que los sedimentos de Paseo del Mar están dominados por circones Cenozoicos, que derivan del Terreno Cuicateco y en menor proporción del Campo Volcánico Tuxtla (TVF). Los sedimentos depositados se transportan por suspensión mediante la corriente litoral y como resultado la procedencia del sedimento abarca una amplia área de terrenos como la posible influencia de los ríos Palizada y San Pedro y San Pablo en el estado de Campeche. La energía de las olas incide en el tamaño de los granos y su clasificación, además el alto intemperismo tiene como resultado que prevalezcan los minerales más resistentes. Las microtexturas en las dos playas mostraron abundancia de procesos mecánicos. Algunas de ellas son marcas en forma de V's, estrías paralelas y depresiones alargadas en su superficie, indicando diferentes historias de procedencia. Los granos de cuarzo y circón indicaron un ambiente deposicional subacuático de alta energía. Hubo diferencias respecto a la redondez de los granos que se atribuyen al medio de transporte y distancia de la roca fuente. La

presencia de ranuras curvas y rectas corresponden a un entorno litoral. Para Paseo del Mar se mostró un mayor contenido de microtexturas de origen químico, que indicó contacto del sedimento con un medio diagenético. Por lo anterior, los sedimentos costeros que se distribuyen a lo largo del litoral presentan influencia de los terrenos cercanos por medio de ríos, vientos (mayor predominancia en Bosque) y corriente litoral (predominancia en Paseo del Mar).

Los sedimentos marinos mediante los organismos foraminíferos y la composición geoquímica, exhibieron la edad máxima de radiocarbono y la tasa de sedimentación promedio en $34,346 \pm 280$ cal años BP y 0.014 cm/año, respectivamente. Los sedimentos se caracterizaron por un intemperismo moderado, concentraciones de Cr, Ni, Cu, así como la relación Cr/Ni y los patrones de tierras raras normalizados con Condrina indicaron que los sedimentos derivaron de la combinación de rocas intermedias y máficas como andesita y basalto. Uno de sus principales aportes de sedimentos es el sistema Grijalva-Usumacinta. Las concentraciones de metales fueron constantes a lo largo del tiempo y su aporte es de origen natural. La discriminación tectónica revela un margen pasivo para la parte suroeste del Golfo de México, con un ambiente de depósito óxico.

Para GM Norte

Los sedimentos de playa Barra del Tordo tiene minerales como ilmenita, circón, cuarzo, cordierita, anortita y magnetita, reflejado en la concentración de elementos mayores, traza y tierras raras. La presencia de cuarzo significó intemperismo moderado-alto. Mientras playa Tesoro, que se localizan más hacia el sur y cercana a la desembocadura del río Panuco, presentó tamaño de grano de arena fina, un sedimento bien clasificado con distribución casi simétrica y la cúrtosis fue del tipo mesocúrtico. Los minerales predominantes fueron cuarzo y anortita que denotó una mayor distancia de la roca fuente y un alto tiempo de depósito. Las relaciones de ciertos elementos La/Sc, La/Co, Th/Sc, Th/Co y Hf-La/Th indicaron que los sedimentos se derivan de rocas de origen félsico e intermedio, aunque de diferentes edades en comparación con la zona sur. La química de los circones mostró un origen ígneo. Para las dos playas la geo-cronología se asoció a edades Cenozoicas y Mesozoicas, la fuente del Cenozoico proviene del área de Formación Tanchinol, Sierra Tamina, Campo volcánico Álamo y Provincia Alcalina Oriental. Mientras que el Mesozoico se deriva de la Mesa Central, del área de Charcas en San Luis Potosí, conglomerado de Zacatecas y Formaciones en San Felipe y Nazas.

Finalmente, los circones proterozoicos presentan su principal aporte del Esquisto Granjero, Grupo Difunta y terreno Oaxaquia. Respecto a circones y cuarzos, las microtexturas confirman que los entornos de transporte son fluviales, glaciofluviales y eólicos. Playa Tesoro presento los granos de sedimento más redondeados con microtexturas de crestas serpenteantes, bordes bulbosos y partículas adheridas. Mientras que playa Barra del Tordo se caracterizó por cicatrices de impacto, crestas serpenteantes, estrías paralelas, hoyos por disolución-precipitación y partículas adheridas por una fuente proximal sub-acuosa de alta energía entre la fuente y zona de depósito. Derivado de lo anterior, los principales medios de transporte del sedimento fueron principalmente eólico y fluvial.

Los sedimentos marinos de la zona norte muestran una tendencia de tamaños finos conformada por limos y arcillas. Las características geoquímicas señalan dos grupos, el primero integrado por N57 y N59 que muestra una contribución predominantemente de sedimentos detríticos. El segundo grupo N60, N61 y N63 presenta una contribución de sedimentos con abundantes organismos. Los índices de intemperismo representaron una baja y moderada intensidad con madurez composicional moderada. Los indicadores ambientales exhibieron que las concentraciones de metales se deben a aporte natural. Con ayuda de diagramas discriminantes se mostraron resultados de procedencia con una fuente de roca intermedia y ambiente tectónico de tipo activo y arco para los sedimentos de los núcleos. La diversidad de organismos foraminíferos encontrados en el sedimento varía desde algunos de tipo bentónico, aunque la mayoría son planctónicos reflejando la actividad hidrodinámica, productividad y nutrientes de los sedimentos a lo largo de la columna de agua. El depósito de sedimentos se localizó en el Holoceno, la edad máxima y la estimación de la tasa de sedimentación fueron 1683 ± 52 años. AP y 0.012 cm/año, respectivamente. Comparando las dos áreas se puede inferir mayor dinámica en la zona norte por la gran influencia del viento (los nortes), dando como resultado mayor transporte del sedimento y presencia de organismos.

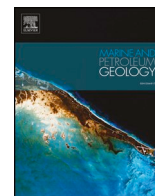
11.- ARTÍCULOS PUBLICADOS



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo

Research paper

Sediment chemistry and detrital zircon record in the Bosque and Paseo del Mar coastal areas from the southwestern Gulf of Mexico

Mayla A. Ramos-Vázquez^a, John S. Armstrong-Altrin^{b,*}^a Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 04510, CDMX, Mexico^b Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Unidad de Procesos Océánicos y Costeros, Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 04510, Mexico

ARTICLE INFO

Keywords:

REE patterns
U–Pb geochronology
Zircon chemistry
Zircon provenance
Chiapas massive complex
Beach sediments

ABSTRACT

In this study, we analyzed the mineralogy and bulk chemical composition of 20 sediment samples, as well as trace, rare earth element (REE) concentrations and U–Pb ages of 400 detrital zircons retrieved from the Bosque (PB) and Paseo del Mar (PM) coastal sediments, southwestern Gulf of Mexico, to investigate the provenance. The XRD study revealed that the PB sediments are associated with quartz, muscovite, cordierite, albite, and anorthite. The PM sediments are associated with calcite, aragonite, and biogenic materials, which derived probably within the coastal environment. The weathering indices like Chemical Index of Alteration (CIA), Chemical Index of Weathering (CIW), and Plagioclase Index of Alteration (PIA) revealed a moderate intensity of weathering for the PB sediments. The chondrite normalized REE patterns of the PB and PM sediments are with negative and positive europium anomalies (Eu/Eu^*), suggesting that the sediments were derived by the combination of felsic and mafic source rocks.

The Th/U ratios (>0.3) of the PB and PM zircons indicated an igneous origin. The chondrite normalized REE patterns of the PB and PM zircons are depleted in low REE (LREE) and enriched in heavy REE (HREE) with positive cerium and negative europium anomalies. A wide variation in chondrite normalized REE patterns of zircons with respect to ages was observed. The PB is dominated by Proterozoic (~551–2500 Ma) and Paleozoic zircons (~445–480 Ma; Ordovician), whereas PM is dominated by Cenozoic zircons (~5–21 Ma; Miocene), indicating that the zircons were derived from different source terranes. The Chiapas Massif (CMC) and Chuacús complexes are identified as the potential source areas, which contributed Proterozoic zircons to PB. On the other hand, Cuicatenco terrane (CUI) and Tuxtla Volcanic Field (TVF) are considered as the potential source areas, which supplied significant number of Cenozoic zircons to the PM coastal area. The zircon U–Pb ages and the bulk sediment geochemistry together indicate that the source terranes, which supplied sediments to the PB and PM coastal areas, consist of mafic and felsic rocks. The results of this study further illustrated the importance of littoral currents in distributing sediments, although rivers are considered as a carrier and agent of distributing sediments along the coastal areas.

1. Introduction

Knowledge about detrital sediment composition and provenance is essential to discriminate source terranes and to reconstruct the tectonic history of a sedimentary basin (Roser and Korsch, 1986; McLennan et al., 1993; Paikaray et al., 2008; Basu et al., 2016; Verma and Armstrong-Altrin, 2013, 2016; Ramos-Vázquez et al., 2018; Lin et al., 2019). The chemical composition of detrital sediments is increasingly used in various studies to infer weathering, provenance, and tectonic setting of the source area (Banerjee et al., 2016; Saha et al., 2010; Hu et al., 2017; Nagarajan et al., 2017; Ota et al., 2017; Chaudhuri et al.,

2018; Garzanti et al., 2018; Zaid et al., 2018; Toyin and Adekeye, 2019; Vdačný et al., 2019). The trace elemental ratios, REE patterns, and the size of the europium (Eu) anomaly in sediments are useful to differentiate source rock types (Cullers, 2000; Madhavaraju et al., 2017, 2018; Anaya-Gregorio et al., 2018; Xie et al., 2018). It is due to the fact, that felsic rocks are with negative Eu anomaly and mafic rocks are with positive Eu anomaly or without any anomaly and enriched in Cr, Co, and Ni contents (Cullers et al., 1997). Similarly, the detrital zircon U–Pb geochronology is highly reliable to determine the source terranes as well as to reconstruct the tectonic evolution of a sedimentary basin and provenance (Belousova et al., 2002; Capaldi et al., 2017). Although,

* Corresponding author.

E-mail addresses: black132526@gmail.com (M.A. Ramos-Vázquez), john_arms@yahoo.com, armstrong@cmarl.unam.mx (J.S. Armstrong-Altrin).<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.07.032>

Received 30 March 2019; Received in revised form 9 July 2019; Accepted 18 July 2019

Available online 22 July 2019

0264-8172/ © 2019 Elsevier Ltd. All rights reserved.

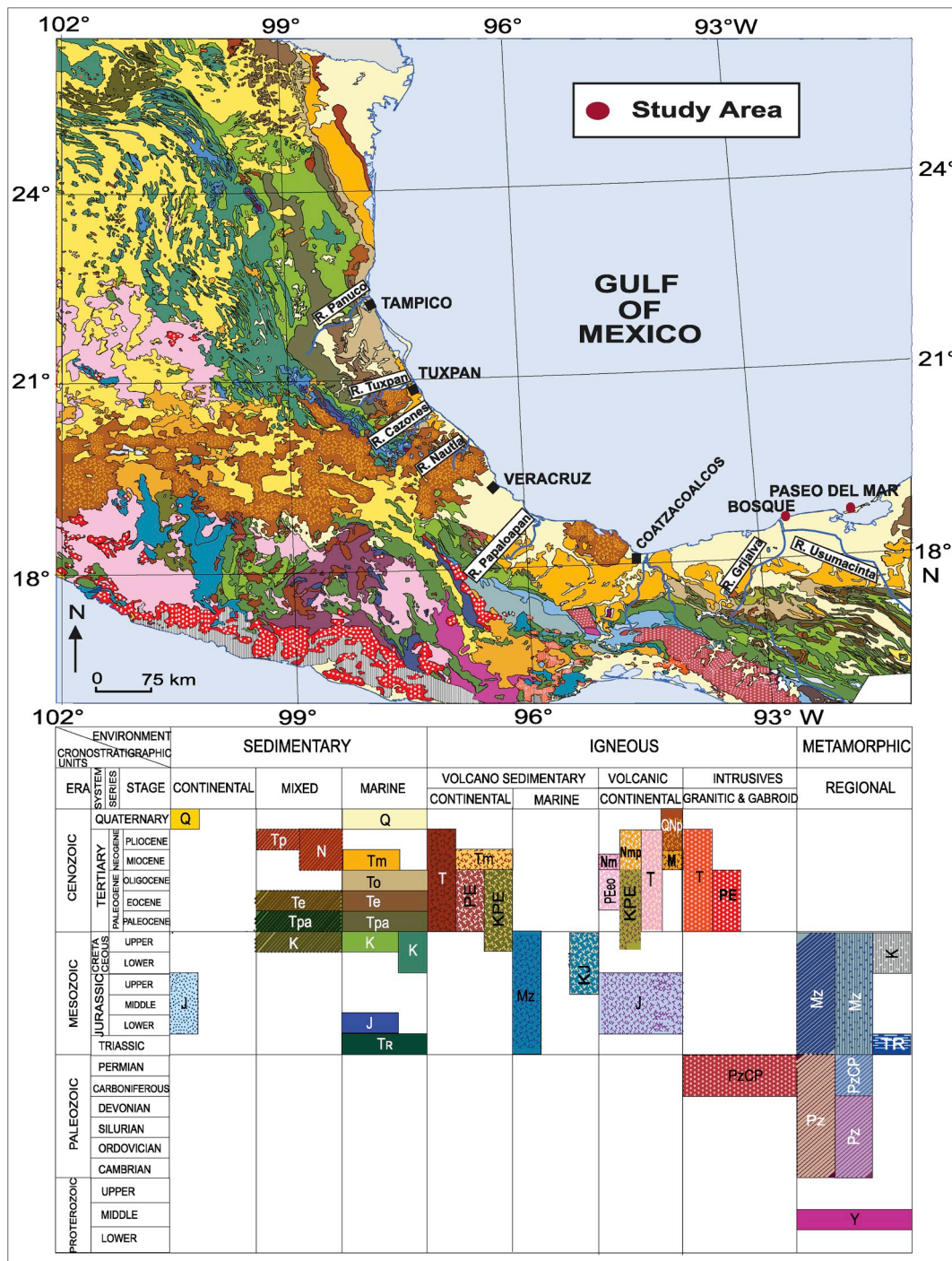


Fig. 1. Geological map of the coastal regions of the Gulf of Mexico showing location of the study area, Bosque and Paseo del Mar (source: Carta Geológica, Dirección General de Geografía del Territorio Nacional; scale 1:1,000,000). Map modified after Armstrong-Altrin (2015). Q: Quaternary; QTP: Quaternary-Tertiary-Pliocene; QNP: Quaternary-Neogene-Pliocene; T: Tertiary; Te: Tertiary-Eocene; Tpa: Tertiary-Paleocene; Tp: Tertiary-Pliocene; Tm: Tertiary-Miocene; To: Tertiary-Oligocene; Te: Tertiary-Eocene; N: Neogene; NM: Neogene-Miocene-Pliocene; NMP: Neogene-Miocene-Pliocene; Pp: Paleogene; Mz: Mesozoic; K: Cretaceous; KPE: Cretaceous-Paleogene; KJ: Cretaceous-Jurassic; PpEo: Paleogene-Eocene-Oligocene; J: Jurassic; TR: Triassic; Pz: Paleozoic; P: Permian; C: Carboniferous; Y: Middle Proterozoic; PzCP: Paleozoic-Carboniferous-Permian; R. = River.

there are many factors that can influence the origin of detrital zircons, numerous studies considered the U–Pb geochronology of detrital zircons as a reliable method to discriminate sediment sources, especially in the coastal and terrestrial environments (Albardeiro et al., 2014; Petersson et al., 2018; Wang et al., 2018a; Fyhn et al., 2019; Malaviarachchi et al., 2019). Recently, the combination of U–Pb geochronology and trace element chemistry of zircons is widely accepted by numerous researchers as a useful tracer to infer provenance (Li et al.,

2019; Liu et al., 2017; Wang et al., 2018c; Jiang et al., 2018).

The provenance of coastal sediments along the Gulf of Mexico was studied by very few researchers and were relied on the textural, petrography, and geochemistry data (Carranza-Edwards et al., 2001; Armstrong-Altrin, 2009; Armstrong-Altrin and Natalhy-Pineda, 2014; Rosales-Hoz et al., 2015; Armstrong-Altrin et al., 2012, 2014, 2017; Kasper-Zubillaga et al., 2019). However, numerous studies were focused to reconstruct the paleogeography of Mexico based on the U–Pb

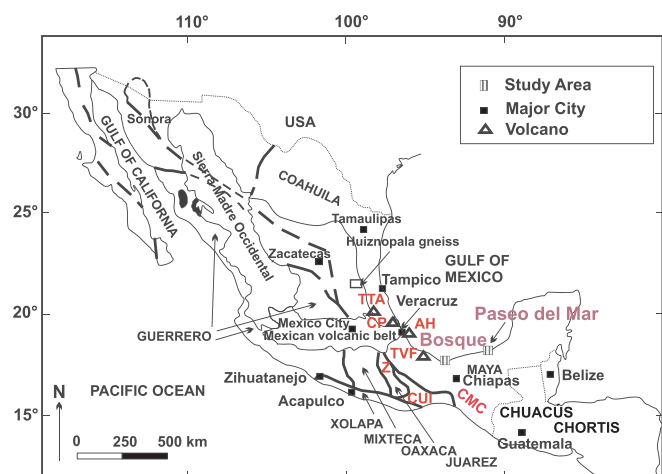


Fig. 2. Map showing potential source terranes discussed in this study (modified after Tapia-Fernandez et al., 2017). Z = Zapoteco; CUI = Cuicateco; CMC = Chiapas Massive Complex; TVF = Tuxtla Volcanic Field; AH = Anegada High; CP = Chiconquiaco-Palma Sola; TTA = Tlanchinol-Tantima-Alamo.

geochronology of zircons from various terranes like Oaxaca, Chiapas Massive Complex, Eastern Alkaline Province, and Zacatecas, etc. (Weber et al., 2009; Solari et al., 2007, 2011; Talavera-Mendoza et al., 2013; Escalona-Alcázar et al., 2016; Grajales-Nishimura et al., 2018).

In this study, we investigate the mineralogy, bulk sediment composition, as well as trace element concentrations and U–Pb geochronology of detrital zircons from the Bosque (PB) and Paseo del Mar (PM) coastal areas, southwestern Gulf of Mexico. The aim of this study is to infer the weathering, provenance variations and to locate the potential source terranes, which supplied sediments to the PB and PM coastal areas, Gulf of Mexico.

2. Study area

The coastal areas PB and PM are located in the Tabasco and Campeche States, southwestern part of the Gulf of Mexico (92°40'26.83"-18°36'45.98" and 91°48'53.92"-18°39'54.56", respectively; Fig. 1).

The geology of the Gulf of Mexico coastal areas and the probable source terranes, in the southwestern part of the Gulf of Mexico, are illustrated in Figs. 1 and 2, respectively. The lithology of the southwestern region of the Gulf of Mexico is composed of 1) Quaternary alluvium and soils, 2) Cenozoic volcanic rocks of mafic and

intermediate composition, 3) Cenozoic and Mesozoic clastic and calcareous sedimentary rocks, and 4) Paleozoic and Precambrian metamorphic rocks comprising schist and gneiss (Verma, 2001, 2015).

The sediments in the southwestern part of the Gulf of Mexico were largely supplied by the Grijalva and Usumacinta rivers and referred as Grijalva-Usumacinta basin. The Grijalva (~640 km length) and Usumacinta rivers (~1100 km length) are the longest Rivers in Mexico, which originate from the northwestern part of Chiapas (Mexico) and Guatemala, respectively and join together just ~ 50 km upstream the coast of the Gulf of Mexico (Muñoz-Salinas and Castillo, 2015). These Rivers discharges annually 2678 m³/s, with peak discharges from July to November and rank second in fresh water discharge to the Gulf of Mexico (Day et al., 2003; Salas-de-León et al., 2008).

3. Samples and analytical methods

Forty sediment samples were collected from the PB (n = 20) and PM (n = 20) coastal areas. 1 kg of sample was collected parallel to the coast line, where the wave ends. Approximately, 100 m distance was maintained between samples.

3.1. Petrography

Ten thin-sections were prepared from selected samples (PB7, PB19, PM13, and PM19) and the modal component was studied based on the methodology of Gazzi (1966) and Dickinson (1985).

3.2. Grain-size analysis

The textural characteristics were analyzed by a Ro-Tap sieve Shaker, at the Geochemistry Laboratory, ICML, National Autonomous University of Mexico (UNAM). American Standard Test Material sieves 12, 14, 16, 20, 35, 60, 80, 100, 12, 140, 170, 200, and 230 μm were used for grain size classification. Grain sizes were measured based on the classification scale proposed by Wentworth (1922). The textural parameters like sorting, skewness, and kurtosis were calculated by applying the equations of Folk and Ward (1957).

3.3. Mineralogy

In order to detect the mineralogical composition, fourteen samples were selected from the PB (n = 7) and PM (n = 7) coastal areas. The mineralogical composition of individual sand/mineral grains was detected by the PHILLIPS XL-30 scanning electron microscope (SEM) equipped with EDAX spectrometer (EDS) system, located at Institute of

Table 1

Graphic mean grain size (Mz) (Wentworth, 1922) and textural parameters (Folk and Ward, 1957) for the Bosque (PB) and Paseo del Mar (PM) coastal sediments.

Location	Bosque														
Sample No.	PB1	PB2	PB3	PB4	PB5	PB6	PB7	PB8	PB9	PB10	PB11	PB12	PB13	PB14	PB15
Mz (φ)	2.72	2.80	2.68	2.73	2.71	2.72	2.72	2.63	2.67	2.66	2.67	2.60	2.66	2.69	2.70
Sorting (σ ₁)	0.35	0.31	0.26	0.34	0.32	0.30	0.36	0.97	0.34	0.34	0.34	0.37	0.34	0.97	0.38
Skewness (S _{KI})	-0.14	-0.01	-0.04	-0.08	-0.05	0.00	0.01	0.09	-0.11	-0.12	0.00	-0.14	-0.12	-0.12	-0.07
Kurtosis (K _G)	1.05	1.11	1.33	1.11	1.08	1.04	0.98	0.96	0.92	0.92	0.92	0.83	1.00	1.08	0.92

Location	Bosque					Paseo del Mar									
Sample No.	PB16	PB17	PB18	PB19	PB20	Mean (n = 20)	PM1	PM2	PM3	PM4	PM5	PM6	PM7	PM8	
Mz (φ)	2.72	2.70	2.66	2.66	2.72	2.69 ± 0.04	1.53	1.56	1.83	1.83	0.97	1.96	1.90	1.83	
Sorting (σ ₁)	0.35	0.35	0.37	0.35	0.32	0.40 ± 0.2	0.76	0.58	0.56	0.67	0.63	-0.07	0.61	0.65	
Skewness (S _{KI})	-0.14	-0.10	-0.15	-0.09	-0.14	-0.08 ± 0.07	-0.11	-0.10	0.02	-0.08	0.32	0.53	-0.04	-0.07	
Kurtosis (K _G)	1.05	1.00	1.04	1.05	1.14	1.03 ± 0.11	1.12	1.09	0.95	1.27	1.17	0.99	0.98	1.06	

Location	Paseo del Mar													
Sample No.	PM9	PM10	PM11	PM12	PM13	PM14	PM15	PM16	PM17	PM18	PM19	PM20	Mean (n = 20)	
Mz (φ)	1.82	1.00	1.80	2.02	1.96	1.23	2.13	1.90	1.83	2.38	2.26	2.30	1.80 ± 0.38	
Sorting (σ ₁)	0.59	0.67	0.59	0.70	0.86	0.86	0.59	0.86	0.73	0.66	0.79	0.66	0.65 ± 0.20	
Skewness (S _{KI})	0.00	0.32	1.20	-0.12	-0.05	0.41	-0.02	0.02	0.62	-0.17	-0.08	-0.07	0.13 ± 0.34	
Kurtosis (K _G)	1.02	1.20	1.04	0.94	0.93	0.87	0.95	0.89	0.88	0.94	0.87	0.89	1.00 ± 0.12	

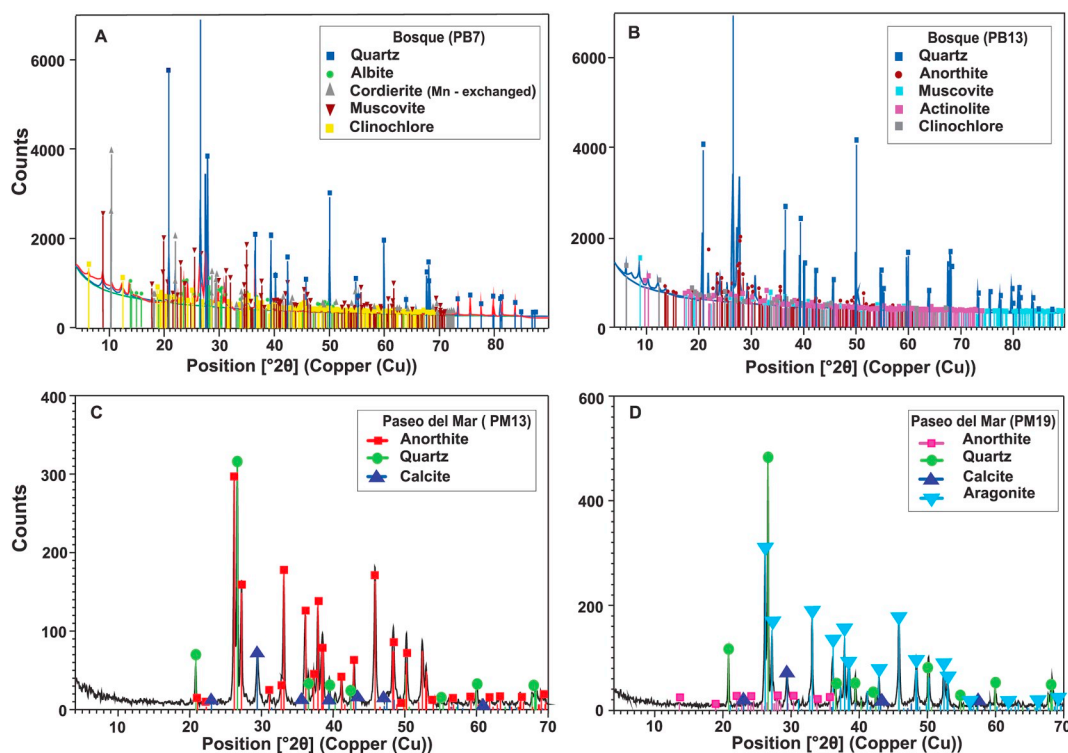


Fig. 3. X-ray diffraction patterns for the Bosque (A and B) and Paseo del Mar (C and D) coastal sediments.

Geophysics, UNAM. The bulk sand mineralogy was detected by the Siemens D5000 X-ray diffractometer (XRD), Institute of Geology, UNAM.

3.4. Bulk sediment geochemistry

For geochemical analysis 20–25 g of sediment samples were powdered by an agate mortar. Twenty sediment samples were analyzed for major, trace, and rare earth element concentrations. The major element contents were analyzed by X-ray Fluorescence spectrometry (XRF). The geochemical standard JGB1 (GSJ) was used to determine analytical precision and was better than 5%.

For trace and rare earth elements, 0.1 g of dried sample was digested in a Teflon vessel using a mixture of 4 ml HClO_4 and 10 ml HF and heated. The residue was dissolved in distilled water and transferred to a volumetric flask. All measurements were done with an Agilent 7500ce ICP-MS coupled with an Elemental Scientific APEX-Q high-efficiency sample introduction system, using a PFA micro flow nebulizer with a sample uptake of 400 ml/min force-feed by a peristaltic pump (Jarvis, 1988). The United States Geological Survey Standard, BCR-2 (Basalt, Columbia River) was used for calibration. The analytical precision for trace elements is better than 5%. The average upper continental crust and chondrite values provided in Taylor and McLennan (1985) were used for normalization. Eu/Eu^* and Ce/Ce^* anomalies were calculated using the formula $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_{\text{CN}}/[(\text{Sm}_{\text{CN}})^*(\text{Gd}_{\text{CN}})]^{1/2}$ and $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_{\text{CN}}/[(\text{La}_{\text{CN}})^*(\text{Pr}_{\text{CN}})]^{1/2}$, respectively, where CN is the chondrite normalized value.

3.5. Zircon chemistry and U–Pb geochronology

About 450 zircons were separated from PB (PB7 and PB19) and PM (PM13 and PM19) coastal sediments by adopting the methodology provided by Solari et al. (2007). Among them 400 zircons (200 from PM and 200 from PB) were analyzed for trace and REE concentrations, and U–Pb geochronology. Zircon U–Pb ages and trace element concentrations were simultaneously analyzed using a LA-ICP-MS coupled with

Thermo Xii Series quadrupole mass spectrometry by following the standard analytical techniques (Solari et al., 2011).

3.5.1. Zircon chemistry

Trace element data were determined by ICP-MS at Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Centro de Geociencias (CGEO), UNAM, using a Thermo ICap QcICPMS. The trace elements were determined on 50 mg of powdered sample that was digested in 1 ml HF plus 0.5 ml 8 N HNO_3 in closed screw-top Saville® Teflon beakers, kept on a hot plate overnight at 100 °C and further fluxed twice with 15 drops of 16 N HNO_3 in order to break down the fluorides. Once the acid was evaporated, 2 ml deionized water plus 2 ml 8 N HNO_3 were added and the samples were left closed overnight on a hot plate at 100 °C. The samples were then diluted to 1:2000 to provide adequate concentrations within the instrument detection limits and to yield the strong signals required for high precision data. All samples were diluted with an internal standard solution made of Ge (10 ppb), In (5 ppb), Tm (5 ppb) and Bi (5 ppb) to monitor instrumental drift. Calibration and data reduction were based on digestion of four international rock standards (AGV-2, BHVO-2, BCR-2, and JB-2), two blanks that followed the same chemical procedure as the samples, and repeated analyses of an in-house basalt standard (sample PS-99-25 from the Palma Sola Massif, Mexico; Mori et al., 2007). Reproducibility of the trace element data is based on multiple digestions of the international rock standards. Detection limits were calculated as the concentration equivalent to three times the standard deviation of five replicates of the blank solution. For all elements, it was better than 20 ppt. In most of the zircons, La is below detection limit, which is probably due to the reason that La is poorly compatible with zircon or indicative of zircons derived from mafic rocks (Belousova et al., 2002).

3.5.2. Zircon U–Pb geochronology

Zircon U–Pb geochronology was performed by laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) at LEI, CGEO, UNAM. The laser ablation system at LEI (Solari et al., 2010), consists of a Resonetics M050 workstation, equipped with an LPX 220 excimer

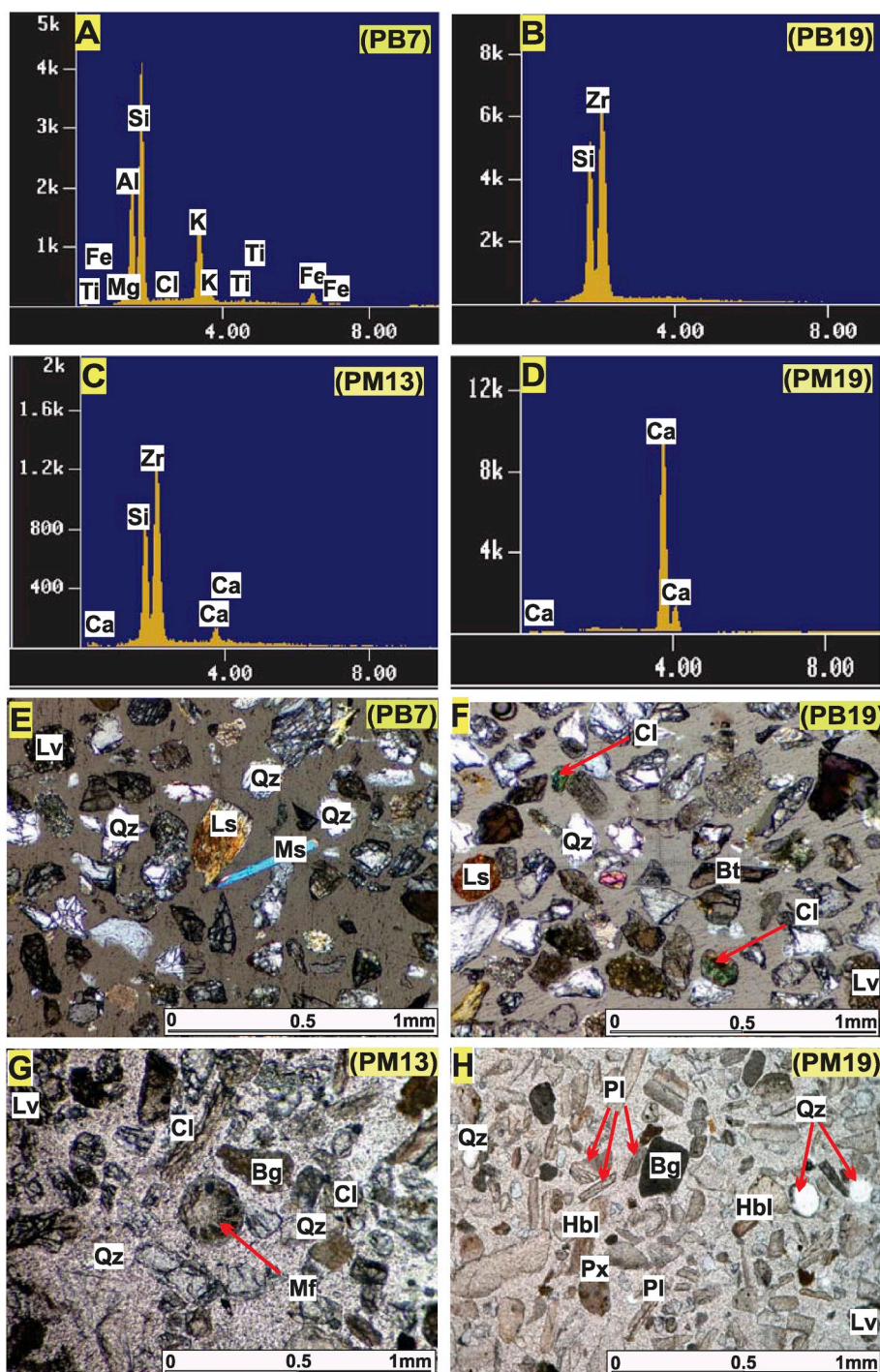


Fig. 4. SEM-EDS images (A, B, C, and D) and thin-section microphotographs (E, F, G, and H) for the Bosque and Paseo del Mar coastal sediments, Gulf of Mexico. (A) = ilmenite and quartz grains; (B) = zircon and quartz; (C) = zircon, quartz, and calcite; (D) = calcite; Qz = quartz, Ls = sedimentary lithics, Lv = lithic volcanic, Px = ortho-pyroxene, Hbl = hornblende, Bt = biotite, Pl = plagioclase; Ms = muscovite, Cl = chlorite, mf = microfossil, and Bg = biogenic components.

laser and a S-155 two-volume cell with better performance than that described by Müller et al. (2009). The laser workstation is connected to either a Thermo ICap Qcquadrupole ICPMS or a Thermo Neptune Plus multi collector ICPMS. A “squid” signal homogenizer is used right after the ablation cell, before the ablated material enters the plasma. 350 ml of He are used as carrier gas, mixed downstream with 4.5 ml of N₂. A frequency of 5 Hz was employed during this work, with a constant on-target fluence of 6 J/cm², monitored at the beginning and end of each analytical sessions by means of an external energy monitor, and

systematically employing along the entire duration of this study, an analytical spot of 23 μm (ICap Qc analyses).

The Concordia, the probability density distribution and histogram plots, as well as age-error calculations were performed using ISOPLOT 3.70 Software (Ludwig, 2003). The Tuff-Zirc algorithm combined in the same software was used to calculate the mean ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages and their errors, as well as to filter outliers, which are preferred for zircon grains younger than 1000 Ma (Ludwig, 1998, 2003). Other details regarding the analytical methods are similar as provided in Tapia-Fernandez et al. (2017).

Table 2
Major element concentrations (wt. %) of the Bosque (PB) and Paseo del Mar (PM) coastal sediments, Gulf of Mexico.

Location	Bosque										Statistical parameters		
Sample No.	PB1	PB3	PB5	PB7	PB9	PB11	PB13	PB15	PB17	PB19	n	mean	std
SiO ₂	73.8	71.3	75.1	73.6	76.5	67.3	69.7	72.4	70.1	79.1	10	72.87	3.49
TiO ₂	0.314	0.453	0.28	0.284	0.26	0.414	0.367	0.357	0.355	0.298	10	0.34	0.06
Al ₂ O ₃	9.6	8.9	9.2	9.4	9.1	11.2	11.0	10.5	10.8	7.7	10	9.73	1.09
Fe ₂ O ₃ *	2.16	2.63	2.02	2.15	1.96	2.94	2.76	2.57	2.66	1.81	10	2.37	0.39
MnO	0.031	0.038	0.027	0.029	0.026	0.041	0.036	0.034	0.035	0.025	10	0.032	0.005
MgO	1.93	2.48	1.70	1.71	1.62	2.71	2.35	2.12	2.24	1.45	10	2.03	0.41
CaO	3.17	4.16	2.81	2.75	2.60	4.31	3.72	3.41	3.55	2.47	10	3.29	0.64
Na ₂ O	2.21	1.82	2.08	2.08	2.08	2.44	2.41	2.31	2.40	1.79	10	2.16	0.23
K ₂ O	2.48	2.02	2.35	2.50	2.43	2.93	2.94	2.80	2.89	1.89	10	2.52	0.37
P ₂ O ₅	0.061	0.078	0.052	0.051	0.049	0.078	0.07	0.064	0.066	0.05	10	0.06	0.01
LOI	4.03	5.88	4.2	5.27	3.17	5.48	4.49	3.3	4.75	3.21	10	4.38	0.97
Sum	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	10	99.8	0.001
CIA	69.7	65.9	71.5	71.7	71.9	67.6	69.4	70.0	69.9	71.1	10	69.9	1.92
CIW	72.4	66.8	74.1	74.9	75.1	70.2	72.4	73.1	72.9	73.0	10	85.0	3.37
PIA	80.9	72.7	83.9	85.2	85.5	77.3	80.9	82.0	81.7	82.4	10	81.2	3.83
ICV	1.29	1.53	1.22	1.23	1.20	1.41	1.33	1.30	1.31	1.26	10	1.31	0.10

Location	Paseo del Mar										Statistical parameters		
Sample No.	PM1	PM3	PM5	PM7	PM9	PM11	PM13	PM15	PM17	PM19	n	mean	std
SiO ₂	4.92	6.06	4.29	8.59	6.45	13.73	12.34	17.90	17.32	23.10	10	11.47	6.45
TiO ₂	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.08	0.09	0.07	0.08	0.16	10	0.026	0.041
Al ₂ O ₃	0.38	0.07	0.16	0.47	0.21	0.50	0.57	0.44	0.52	0.95	10	0.425	0.248
Fe ₂ O ₃ *	0.23	0.22	0.22	0.22	0.21	0.29	0.31	0.28	0.30	0.45	10	0.27	0.07
MnO	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.003	0.004	10	0.002	0.001
MgO	0.28	0.27	0.31	0.27	0.32	0.31	0.40	0.34	0.35	0.46	10	0.33	0.06
CaO	51.7	51.2	52.2	48.8	50.8	47.1	47.3	45.4	44.3	41.2	10	48.0	3.63
Na ₂ O	0.59	0.58	0.63	0.65	0.77	0.62	0.69	0.63	0.67	0.72	10	0.66	0.06
K ₂ O	0.06	0.05	0.05	0.07	0.07	0.12	0.21	0.18	0.20	0.30	10	0.13	0.09
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	10	0.036	0.003
LOI	41.5	41.2	41.8	40.6	40.9	36.9	37.8	34.5	36.0	32.3	10	38.34	3.332
Sum	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	99.7	10	99.7	0.001

std = standard deviation; n = total number of samples; *Total Fe expressed as Fe₂O₃; CaO* = CaO in silicate fraction; CIA = Chemical Index of Alteration (CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O + K₂O)] × 100; Nesbitt and Young, 1982); CIW = Chemical Index of Weathering ([Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O)] × 100; Harnois, 1988); PIA = Plagioclase Index of Alteration ([Al₂O₃ - K₂O/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O)] × 100; Fedo et al., 1995); ICV = Index of Compositional Variability (([CaO + K₂O + Na₂O + Fe₂O₃(t) + MgO + MnO + TiO₂]/Al₂O₃); Cox et al., 1995). Due to an abnormal enrichment of CaO content in PB sediments the chemical indices like CIA, CIW, PIA, and ICV are not calculated.

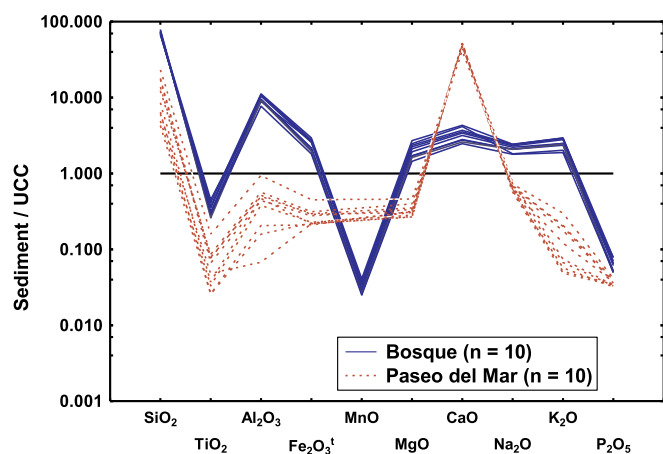


Fig. 5. Upper continental crust normalized major element patterns of the Bosque and Paseo del Mar coastal sediments. UCC values are from Taylor and McLennan (1985). n = number of samples.

4. Results

4.1. Grain-size distribution

The grain-size textural parameters are useful to infer sediment origin and depositional environment (Folk and Ward, 1957; Xiong

et al., 2002; Jian-Wu et al., 2013; Liu et al., 2016). It is due to the reason that the grain-size distribution of sediments is generally controlled by the type of source rocks, medium of transportation, and energy in the depositional basin (Magno et al., 2018). The PB sediments are distributed with medium (0.84–5.62%), fine (74.9–91.9%), and very fine-grained sand (4.6–24.25%; Table 1). On the other hand, the PM has very coarse (0.29–3.51%), coarse (6.11–18.2%), medium (25–63.3%), fine (20.9–55.6%) and very fine-grained sand (0.6–4.56%). The PB sediments are very well sorted, whereas the PM is moderately sorted. Sediments from both coastal areas are texturally classified as symmetrical and mesokurtic distributions (Table 1).

4.2. Mineralogy

The XRD study reveals a wide variation in mineralogy between the PB and PM sediments. Among other minerals quartz is the dominant mineral identified in the PB and PM sediments. Muscovite, actinolite, albite, anorthite, cordierite, and clinocllore are identified in PB (Fig. 3A and B), whereas calcite, anorthite, and aragonite are identified in PM sediments (Fig. 3C and D).

The SEM-EDS study reveals that PB is associated with quartz, k-feldspar, ilmenite, zircon, and calcite (Fig. 4A and B). Although PM sediments are associated with detrital minerals, the percentage of calcite is higher in PM than in PB (Fig. 4C and D). The petrography study revealed the abundance of quartz (Qz), sedimentary lithics (Ls), volcanic lithics (Lv), ortho-pyroxene (Px), hornblende (Hbl), biotite (Bt), muscovite (Ms), chlorite (Cl), and biogenic components (Bg) in the PB

Table 3

Trace and rare earth element concentrations (in ppm) for the Bosque (PB) and Paseo del Mar (PM) coastal sediments, Gulf of Mexico.

Bosque											Statistical parameters		
Sample No.	PB1	PB3	PB5	PB7	PB9	PB11	PB13	PB15	PB17	PB19	n	mean	std
Ba	617.2	363	566.3	509.6	554.1	301.5	914.6	847.4	605.2	569.9	10	584.9	187.32
Co	11.2	9.09	9.68	8.87	8.88	4.9	17.4	15.8	10.4	10.8	10	10.7	3.58
Cr	140	135.2	59	145.2	127.7	47.5	326.6	241	64.9	264.7	10	162.2	88.3
Cs	10.2	7.01	9.73	8.07	9.09	5.3	13.1	13.7	9.6	9.1	10	9.5	2.52
Cu	20.3	6.12	9.96	7.52	6.41	4.8	13.4	9.4	8.3	7.5	10	9.4	4.53
Hf	2.03	1.49	1.88	1.99	1.35	1.0	3.03	2.9	1.6	2.1	10	1.9	0.64
Mo	0.91	0.06	0.10	0.81	0.17	0.06	0.96	0.91	0.2	0.8	10	0.5	0.41
Nb	7.92	4.36	6.54	6.02	6.17	3.38	10.3	9.06	6.8	7.3	10	6.8	2.04
Ni	78.7	60.3	70.4	61.9	65.5	37.6	119.3	109.3	78.9	75.7	10	75.8	23.71
Pb	9.54	7.24	10.1	7.96	9.23	5.12	14.1	13.00	10.1	9.5	10	9.6	2.60
Rb	68.9	45.1	72.1	60.6	68.7	34.5	98.9	114.1	65.6	63.4	10	69.2	23.12
Sc	4.18	3.93	4.62	3.60	3.57	1.84	7.6	6.8	3.15	2.7	10	4.2	1.77
Sn	2.03	1.48	1.79	1.71	1.77	1.25	2.6	2.3	1.98	1.9	10	1.9	0.38
Sr	213.6	157.1	198.7	156.8	179	104.7	286.7	267.5	197.6	193.9	10	195.6	53.06
Ta	9.83	10.8	11.6	9.63	11.7	10.7	9.4	9.0	11.4	9.0	10	10.3	1.06
Th	3.05	4.42	4.30	3.41	3.37	2.21	5.9	5.4	2.1	3.1	10	3.7	1.26
U	1.35	1.44	1.43	1.14	1.26	0.83	1.8	1.7	1.3	1.3	10	1.4	0.27
V	47	44.6	46.3	36.1	44.8	20.8	64.9	99.8	46.2	75.1	10	52.6	22.13
Y	9.84	10.1	11.9	7.89	7.9	5.37	16.5	14.6	7.4	7	10	9.9	3.54
Zn	39.3	31.9	38.6	27.7	29.8	17.5	50.4	43.9	35.7	36.1	10	35.1	9.10
Zr	38.6	34.9	49.2	38.8	29.5	19.4	75.9	73.8	39.3	42.6	10	44.2	17.98
La	13.77	14.55	15.75	12.08	12.07	7.15	23.85	21.18	8.57	10.87	10	14	5.22
Ce	27.47	29.26	32.29	21.62	24.99	14.46	41.63	39.24	18.78	21.43	10	27.1	8.73
Pr	3.45	3.34	3.68	2.92	2.79	1.66	5.80	5.06	2.04	2.62	10	3.3	1.28
Nd	12.58	13.57	14.98	10.46	11.45	7.15	21.40	18.68	8.76	9.31	10	12.8	4.49
Sm	2.90	2.88	3.18	2.43	2.50	1.68	4.43	3.91	2.07	2.19	10	2.8	0.85
Eu	1.26	0.61	0.76	1.12	0.62	0.35	1.67	1.53	0.52	1.03	10	0.9	0.45
Gd	2.95	3.12	3.48	2.51	2.76	1.92	4.47	3.97	2.37	2.25	10	3.0	0.80
Tb	0.72	0.42	0.47	0.65	0.35	0.25	0.91	0.83	0.31	0.60	10	0.6	0.23
Dy	2.58	2.12	2.42	2.22	1.72	1.19	3.71	3.33	1.60	2.05	10	2.3	0.77
Ho	0.74	0.45	0.51	0.67	0.37	0.27	0.95	0.87	0.35	0.62	10	0.6	0.23
Er	1.61	1.19	1.35	1.39	0.93	0.62	2.26	2.04	0.90	1.29	10	1.4	0.51
Tm	0.62	0.21	0.23	0.59	0.18	0.13	0.69	0.65	0.17	0.55	10	0.4	0.23
Yb	1.63	1.23	1.38	1.43	1.00	0.70	2.19	2.02	1.00	1.35	10	1.4	0.46
Lu	0.61	0.28	0.31	0.58	0.26	0.20	0.67	0.65	0.26	0.55	10	0.4	0.19
LREE	60.17	63.60	69.88	49.51	53.80	32.10	97.11	88.07	40.22	46.42	10	60.1	20.49
HREE	11.46	9.020	10.15	10.04	7.570	5.280	15.85	14.36	6.960	9.260	10	10.0	3.24
Eu/Eu*	1.310	0.622	0.698	1.381	0.722	0.597	1.141	1.181	0.719	1.413	10	1.0	0.34
TREE	72.9	73.2	80.8	60.7	62.0	37.7	114.6	104.0	47.7	56.7	10	71.0	23.9

Paseo del Mar											Statistical parameters		
Sample No.	PM1	PM3	PM5	PM7	PM9	PM11	PM13	PM15	PM17	PM19	n	mean	std
Ba	244.4	136.9	181.7	196.8	388.8	263.7	309.9	343.9	179.5	539.1	10	278.5	121.4
Co	1.76	1.77	1.66	1.43	1.43	2.68	2.11	1.36	0.93	5.80	10	2.1	1.38
Cr	106.2	452.7	68.6	71.2	164.9	823.5	671.2	526.5	176.6	224.9	10	328.6	271
Cs	7.61	4.72	5.25	6.81	10.7	8.49	8.34	6.37	4.60	10.31	10	7.3	2.17
Cu	11.2	7.27	10.36	6.60	8.24	98.1	137.2	110.0	88.1	146.6	10	62.4	59
Hf	1.26	2.36	1.13	1.63	1.73	2.77	1.28	1.55	0.81	1.99	10	1.7	0.59
Mo	0.22	0.71	0.60	0.76	0.83	0.75	0.03	0.75	0.01	0.72	10	0.5	0.32
Nb	4.00	3.89	2.49	3.28	3.03	5.87	1.01	3.55	1.85	7.67	10	3.7	1.93
Ni	11.2	7.27	10.36	6.60	8.24	10.1	11.8	10.5	6.6	67	10	15.0	18.1
Pb	7.79	4.43	6.45	5.88	12.1	7.49	7.89	4.82	4.81	8.38	10	7.0	2.29
Rb	23.9	16.1	23.1	20.1	40.9	25.9	31.3	27.1	18	44.4	10	27.1	9.36
Sc	0.73	0.86	0.66	0.72	0.95	1.41	1.19	1.29	0.26	3.96	10	1.2	1.03
Sn	12.2	6.16	10.5	7.92	15.2	10.1	2.56	7.60	4.88	1.68	10	7.9	4.25
Sr	270	164.5	513.9	144.9	131.2	75.4	84.1	53.4	48	181.1	10	166.7	139.5
Ta	11.4	8.89	6.34	9.51	9.40	9.62	11.04	9.41	11.23	9.00	10	9.6	1.47
Th	1.59	1.35	0.95	1.32	1.50	1.98	1.72	1.58	0.93	3.11	10	1.6	0.62
U	0.80	0.70	0.60	0.69	0.76	0.86	0.85	0.78	0.57	1.22	10	0.8	0.18
V	15.2	26.2	10.7	10.9	50.2	18.8	18.4	17.9	12.5	57	10	23.8	16.4
Y	3.07	2.73	2.11	2.50	3.13	4.47	4.22	2.62	1.99	10.36	10	3.7	2.47
Zn	17.4	14.9	11.9	12	18.7	18.7	25.8	11.9	10.3	33.5	10	17.5	7.30
Zr	29.4	57.6	18.9	26.2	30.1	66.8	28.5	32.4	12.8	37.2	10	34.0	16.5
La	5.40	4.28	3.24	3.91	4.65	7.90	6.92	4.34	3.04	15.50	10	5.9	3.7
Ce	10.43	8.02	5.93	7.32	8.37	15.48	13.43	8.23	6.37	26.40	10	11.1	6.19
Pr	1.14	1.22	0.93	1.15	1.32	2.01	1.55	1.27	0.63	3.51	10	1.5	0.80
Nd	5.09	3.87	3.03	3.57	4.24	6.79	6.62	4.14	3.26	13.17	10	5.4	3.04
Sm	1.25	1.12	0.87	1.10	1.24	1.63	1.57	1.19	0.94	2.69	10	1.4	0.52
Eu	0.23	0.67	0.53	0.72	0.84	0.85	0.37	0.74	0.13	0.73	10	0.6	0.27
Gd	1.48	1.11	0.86	1.11	1.24	1.62	1.75	1.20	1.15	2.65	10	1.4	0.50

(continued on next page)

Table 3 (continued)

Sample No.	Paseo del Mar										Statistical parameters		
	PM1	PM3	PM5	PM7	PM9	PM11	PM13	PM15	PM17	PM19	n	mean	std
Tb	0.18	0.45	0.33	0.46	0.48	0.53	0.25	0.46	0.14	0.37	10	0.4	0.14
Dy	0.76	1.18	0.88	1.19	1.30	1.56	1.01	1.21	0.57	2.05	10	1.2	0.42
Ho	0.19	0.46	0.33	0.47	0.49	0.55	0.27	0.46	0.15	0.41	10	0.4	0.1
Er	0.37	0.80	0.58	0.80	0.86	1.02	0.53	0.80	0.26	1.25	10	0.7	0.3
Tm	0.10	0.49	0.35	0.51	0.52	0.54	0.16	0.49	0.08	0.55	10	0.4	0.2
Yb	0.49	0.90	0.63	0.89	0.97	1.13	0.64	0.88	0.37	1.20	10	0.8	0.27
Lu	0.18	0.48	0.34	0.51	0.52	0.54	0.24	0.48	0.16	0.56	10	0.4	0.16
LREE	23.32	18.50	14.00	17.04	19.81	33.82	30.08	19.17	14.23	61.26	10	25.1	14.2
HREE	3.736	5.864	4.299	5.946	6.395	7.487	4.840	5.983	2.879	9.046	10	5.6	1.8
Eu/Eu*	0.520	1.820	1.844	1.997	2.062	1.594	0.678	1.889	0.381	0.826	10	1.4	0.67
TREE	27.3	25.0	18.8	23.7	27.0	42.2	35.3	25.9	17.2	71.0	10	31.4	15.7

n = total number of samples.

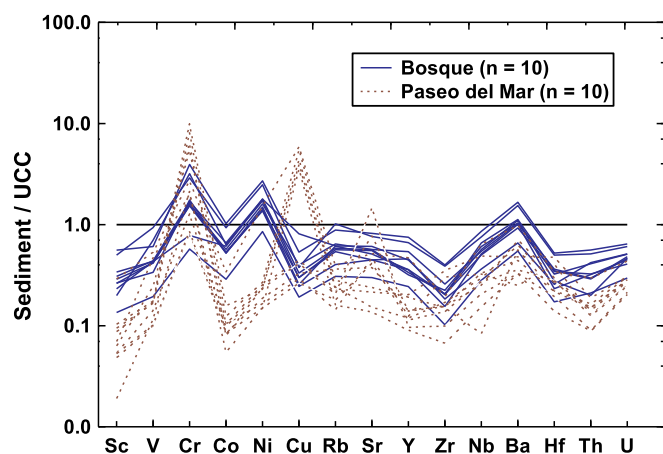


Fig. 6. Upper continental crust normalized trace element patterns of the Bosque and Paseo del Mar coastal sediments.

and PM sediments (Fig. 4E, F, G, and H). Similarly, a foraminifer species is also identified in PM (Fig. 4G). The variation in mineral types between the PB and PM sediments is probably due to the changes in the source rocks, condition of transport from source to sink, and depositional environment.

4.3. Bulk sediment geochemistry

4.3.1. Major element concentrations

The major element concentrations for PB and PM sediments are listed in Table 2. In PB, the SiO₂ content varies between 67.3 wt % and 79.1 wt % with an average of 72.9. Al₂O₃ content varies from 7.7 wt % to 11.2 wt %. The correlation of TiO₂ with Fe₂O₃, MgO, CaO, and Na₂O is statistically significant ($r = 0.85, 0.92, 0.91, \text{ and } 0.95$, respectively, number of samples $n = 10$), indicating its association with detrital minerals (Tawfik et al., 2017, 2018). The negative correlation coefficient obtained for SiO₂ versus Al₂O₃, CaO, Na₂O, and K₂O ($r = -0.88, -0.94, -0.90, \text{ and } -0.72$, respectively, $n = 10$) may suggest that SiO₂ is not associated with clay minerals or feldspars (Akkoca and Karataş, 2019; Wang et al., 2018d).

In PM, SiO₂ content ranges from 4.3 wt % to 23.1 wt % with an average value of 11.5. CaO content is relatively high, which varies from 41.3 wt % to 52.2 wt %, which can be attributed to the enrichment of calcite and carbonate fragments in PM sands. Due to the enrichment of CaO, the remaining major elements like Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, K₂O, and P₂O₅ contents are depleted in PM (<0.5 wt %). A statistically significant correlation between SiO₂ and Al₂O₃ reveals the association of Si with clay minerals ($r = 0.84, n = 10$). Similarly, a statistically significant correlation between CaO and P₂O₅ ($r = 0.86, n = 10$) indicates the association of Ca with apatite or skeletal fragments (Ghandour et al., 2019). The upper continental crust (UCC; Taylor and McLennan, 1985) normalized major element patterns of the PB sediments indicate

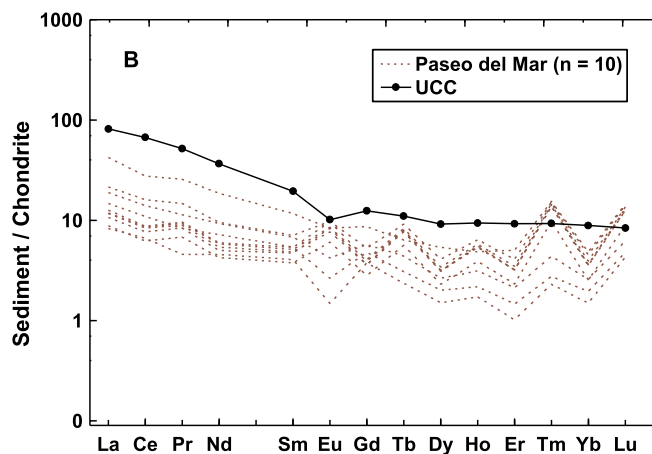
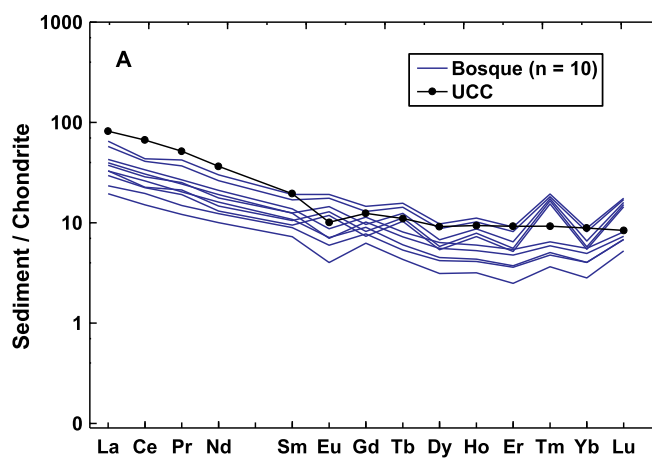


Fig. 7. Chondrite-normalized REE patterns of the coastal sediments (A) Bosque and (B) Paseo del Mar. Average chondrite values are from Taylor and McLennan (1985).

an enrichment in SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, Na₂O, and K₂O and depletion in TiO₂, MnO, and P₂O₅ contents (Fig. 5). In PM sediments, CaO content is enriched relative to UCC.

4.3.2. Trace element concentrations

The trace element concentrations for PB and PM coastal sediments are listed in Table 3. The upper continental crust normalized patterns of trace elements for PB and PM are showed in Fig. 6. For PB, Ba is the most abundant trace element, which varies between 301 ppm and 915 ppm. In PB, Sr, Cr, Ni, Rb, Zn, and Zr are enriched and Mo, U, Sn,

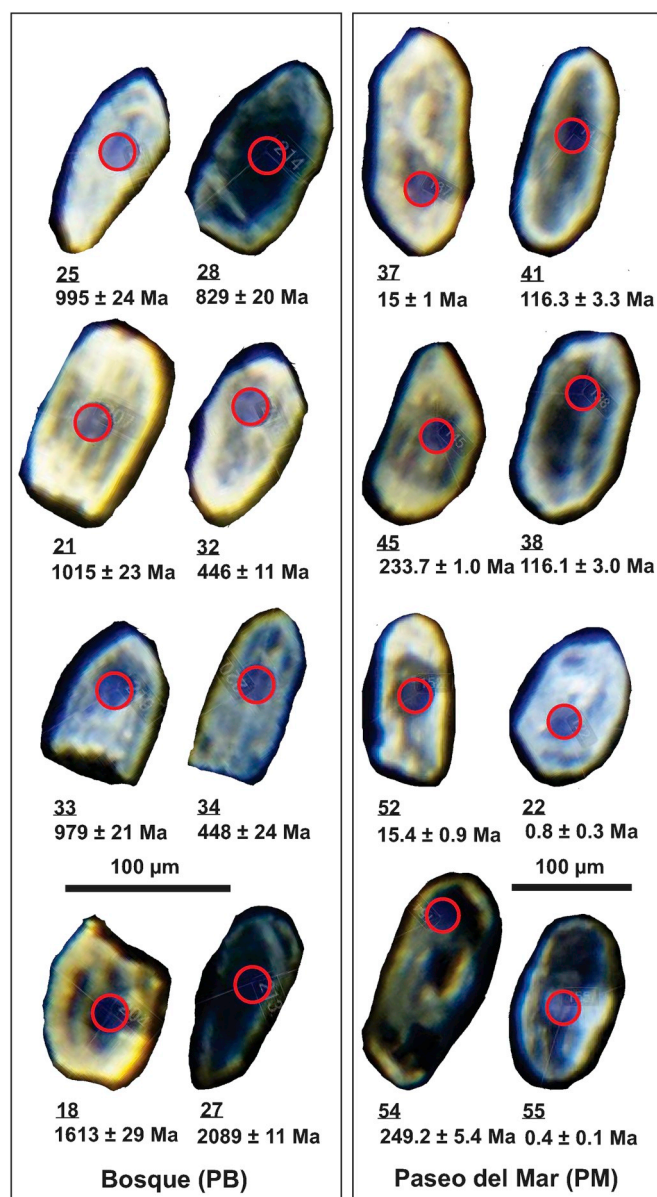


Fig. 8. Cathodoluminescence images for the representative detrital zircons analyzed for U–Pb ages from the Bosque and Paseo del Mar coastal sediments. Red color circles are analytical sites with 33 µm diameter. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

and Hf are depleted, relative to UCC. Similarly, relative to UCC, Ba content is enriched in PM and Mo, Co, Sc and Th contents are depleted. In general, among other trace elements, Sr and Ba concentrations in sediments are mostly resides in plagioclase and K-feldspar, respectively (Gonneea and Paytan, 2006; Zaid et al., 2018).

4.3.3. Rare earth element concentrations

The REE contents of the PB and PM sediments are also reported in Table 3. The shape of the REE pattern and the size of Eu anomaly are considered as an important tool to infer sediment provenance (Cullers, 2000; Basu et al., 2016; Bansal et al., 2018). The chondrite-normalized REE patterns for the PB and PM sediments are similar, slightly enriched in LREE relative to HREE (Fig. 7A and B). The Eu/Eu^{*} ratios vary from ~0.59 to 1.41 and ~0.38 to 2.06 for the PB and PM sediments, respectively. The combination of negative and positive Eu anomalies indicates that the sediments were derived from the felsic as well as from mafic source rocks.

4.4. Zircon texture

Among PB zircons (PB7 and PB19) > 95% shows an oscillatory growth zoning indicating an igneous or magmatic origin (Fig. 8). In addition, 70% of zircons are sub-rounded to sub-angular shape. The distribution of rounded zircons is about 30% in PB7 and 5% in PB19. On the other hand, zircons from PM13 and PM19 show 95% and 100% growth zoning, respectively. The CL images indicate that PB19 zircons are slightly elongated in comparison with zircons from other samples (Fig. 8).

4.5. Zircon chemistry and rare earth element distribution patterns

The trace (Nb, Hf, Th, and U) and REE concentrations of 400 zircons are listed in Table 4 (sample number PB7 = 100 zircons, PB19 = 100, PM13 = 100, and PM19 = 100). The behavior of Th and U contents and Th/U ratios of zircon are widely used by various researchers to trace its origin (Wang et al., 2018b). The Th/U ratio varies from ~0.05 to 1.48 for PB7 and ~0.01 to 2.53 for PB19. Similarly, the Th/U ratio varies from ~0.12 to 2.05 for PM13 and ~0.01 to 1.98 for PM19. In general, Th/U ratio is > 0.3 in zircons of igneous origin, while < 0.1 suggest zircon of typical metamorphic origin (Bukalo et al., 2018; Wang et al., 2018b). In this study, most of the zircons from the PB and PM have Th/U ratios > 0.3, indicating an igneous origin (Fig. 9).

Although, trace element concentrations are higher in PB than PM, the total REE (ΣREE) content is enriched in PM zircons (Table 4). The chondrite normalized REE patterns of the PB (Fig. 10A, B, C, D, E, F, G, and H) and PM (Fig. 11 A, B, C, D, E, F, G, and H) zircons are depleted in LREE and enriched in HREE with negative europium and positive cerium anomalies. However, an enrichment of HREE is observed in zircons analyzed from all ages. In fact, we observed a wide variation in chondrite normalized REE patterns of zircons with respect to ages. The Cenozoic zircons are with positive cerium and negative europium anomalies and Miocene zircons are depleted in La. The Cretaceous zircons are pronounced in negative europium anomaly in comparison with Jurassic and Triassic zircons, while the difference in cerium anomaly is not significant. In Silurian zircons differences between LREE and HREE contents are not significant. On the other hand, the REE patterns for the Proterozoic zircons, show positive cerium and negative europium anomalies.

4.6. Zircon U–Pb ages

Zircon, a common but minor constituent of igneous, metamorphic, and sedimentary rocks, is one of the most useful minerals in provenance study and numerous studies utilized the zircon ages to infer provenance and to reconstruct the depositional environment (Gong et al., 2017; Cheng et al., 2018). The U–Pb age data for average and individual zircons of the PB and PM are listed in Table 5 and Supplementary Table S1, respectively. Histograms and U–Pb Concordia plots for the PB and PM zircons are displayed in Fig. 12.

4.6.1. Bosque (PB)

Among 200 analyses, 172 yielded zircons with concordant ages. The youngest concordant zircon age is 0.1 ± 0.22 Ma, while the oldest is 2089 ± 38 Ma. The zircon age populations identified in samples PB7 and PB19 are Cenozoic (n = 27 and 22, respectively), Mesozoic (n = 18 and 9, respectively), Paleozoic (n = 33 and 27, respectively), and Proterozoic (n = 21 and 41, respectively). Probability density plot for PB19 shows high peaks at 5–20.9 Ma (Miocene; 15%), 254.9–286 Ma (Permian; 11%), and 550.7–2500 Ma (Proterozoic; 31%), and low peaks at 0.1–2.2 Ma (Pleistocene 5%), 212–251.9 Ma (Triassic 8%), and 445.2–479.7 Ma (Ordovician 9%). Similarly, probability density plot for Bosque also shows a number of characteristic age peaks (Fig. 12A, B, C, and D).

Table 4

Trace (Nb, Hf, Th, and U) and rare earth element concentrations (ppm) for zircon grains from the Bosque (sample numbers PB7 and PB19) and Paseo del Mar (PM13 and PM19) coastal areas, Gulf of Mexico.

zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PB7-1	0.043	5.5	0.135	3.7	12.7	1.1	79	26.8	281	93	367	592	111	9.4	15400	225	893
PB7-2	–0.00000048	25.9	0.043	0.56	1.8	0.46	12	5.05	65	27.9	146	343	74	4.67	12500	267	544
PB7-3	0.097	16.6	0.227	3.77	6.28	0.59	28.5	9.5	102	37.6	156	281	51	4.08	10400	52.5	96.9
PB7-4	0.052	26.5	0.225	4.88	10.4	2.97	51.2	18.7	207	79.6	351	695	141	4.58	9890	333	302
PB7-5	0.03	40.3	0.232	3.8	6.2	2.6	36.2	13.5	166	66.9	310	625	129	4.49	8500	93.1	93.3
PB7-6	–0.00000052	18.8	0.129	1.68	4.07	1.84	21.9	7.35	97	38.8	190	435	94	3.14	10100	55.1	73.9
PB7-7	–0.00000037	60.3	0.1	1.35	2.65	0.388	13.9	5.23	62.9	24.7	121	290	60.1	19.8	11800	194	538
PB7-8	0.077	62.7	0.368	5.25	10.1	2.52	50	17.7	209	80.6	366	761	156	7.7	10020	1038	922
PB7-9	38.9	342	12.5	73.7	55.6	16.4	185	56.2	598	208	870	1550	290	15.2	8400	1352	437
PB7-10	0.0117	16.8	0.053	1.39	5.21	0.238	34.5	14.3	187	75.1	338	612	114	13.8	13600	433	933
PB7-11	0.36	24.4	0.067	1.19	2.22	0.349	11.1	4.91	60.3	24.3	122	284	63.3	2.77	13200	429	806
PB7-12	30	114	6.3	27	11.7	1.3	28	8.7	103	42	194	420	92	3.9	11700	285	471
PB7-13	16.3	75	5.4	24.4	10.3	0.9	40.3	14.2	171	66	306	592	123	7.8	16000	658	1380
PB7-14	–0.000000402	26.8	0.176	2.56	5.24	1.97	29.5	10.99	139	57	272	606	129	2.91	9890	421	528
PB7-15	0.067	15.9	0.464	7.8	13.2	1.76	55.9	16.1	161	52.6	208	323	58.2	3.01	9360	113	145.7
PB7-16	–0.000000432	21.6	0.025	0.21	0.47	0.226	3.53	1.48	20.1	8.48	42.3	103	21.4	2.91	10400	27.4	46
PB7-17	0.044	146	0.58	9.2	14.4	4.63	65.7	21.9	255	95	412	737	142	10.1	8740	580	229
PB7-18	0.04	9.7	0.087	0.72	1.58	0.201	7.6	2.19	26.3	9.8	46.3	110	25	2.33	11000	197	899
PB7-19	0.0049	16.2	0.137	2.91	5.4	1.7	33.6	12.6	163	67.1	314	650	127	4.4	12300	115	264
PB7-20	0.41	12.6	0.146	1.36	3.4	0.78	15.4	5.7	77	30.7	126	271	55	20.3	9800	36.2	60.4
PB7-21	–0.000000566	20.4	0.065	1.24	3.12	0.233	15	6.13	76.2	27.9	129	263	51.5	4.57	12800	138	323
PB7-22	–0.000000546	17.6	0.09	1.22	2.75	0.346	20	7.09	90.5	36.3	167	335	68.9	3.57	11200	156	231
PB7-23	–0.000000453	35.5	0.166	2.15	4.76	3.06	28.6	10.7	130	53.1	252	555	120	5.42	9250	136	151
PB7-24	–0.000000469	0.93	0.06	0.96	4.68	0.129	37.7	16.4	218	84.6	385	682	130	1.58	10580	54.2	304
PB7-25	0.133	29	0.099	1.92	4.57	0.149	31.4	12.4	153	60.3	278	539	108	16.7	11900	430	802
PB7-26	7.1	82.3	4.04	24	15.4	1.16	58.9	20.6	247	93.6	420	733	141	13.3	11050	888	1110
PB7-27	7.5	58.5	2.53	14.2	9.6	2.09	39.4	12.8	150	56.3	250	468	93.2	4	8910	108	108.2
PB7-28	–0.00000053	22.2	0.069	1.37	4.68	1.93	34.3	12.8	166	67.8	320	696	151	3.38	8830	186	302.7
PB7-29	0.23	14	0.178	1.75	2.09	0.31	9.8	4.01	46.4	17.1	75.6	153	32.6	2.89	10600	41.2	99.4
PB7-30	–0.0000007	21.2	0.047	0.51	2.05	0.152	12.7	4.13	48.7	19.8	93	207	45.5	4.15	14000	172	479
PB7-31	–0.000000478	14.5	0.104	1.9	4.01	0.384	20.3	7.43	88.8	31.1	133	252	49	2.99	9990	136	268
PB7-32	0.0084	48.7	0.112	2.39	5.66	1.47	33.6	12	152	60.5	277	574	120	5.38	10130	961	933
PB7-33	0.038	5.27	0.571	11.1	17.1	1.84	70.3	21.7	229	77.2	310	520	94.8	2.44	9910	23.4	29.3
PB7-34	0.065	21.5	0.073	1.18	2.3	0.599	11.13	3.82	49.6	21	106	270	61.9	2.78	10090	224	357
PB7-35	–0.000000502	20.2	0.159	2.9	5.41	2.12	24.1	8.2	88	31.8	143	263	49.7	1.9	8140	42.7	39.2
PB7-36	0.046	15.8	0.415	5.86	9.4	4.17	39.9	12.2	124	42.8	194	406	88.6	1.72	7520	193	177
PB7-37	0.0087	42.3	0.144	2.39	4.5	1.34	22.4	7.5	95	42.1	215	543	124	8.53	7960	136	187
PB7-38	0.095	1.01	0.076	0.15	0.53	0.207	5.5	3.51	65.1	29	125	217	42.1	8.1	13800	21.2	603
PB7-39	0.68	33	0.256	2.96	5.21	2.28	31.7	10.85	130.2	52.6	242	537	119	3.44	8590	80.9	76
PB7-40	–0.000000501	87.6	0.089	1.63	4.62	0.701	29.7	12.6	160	62.9	291	582	113	14.6	12580	894	984
PB7-41	–0.000000511	11.1	0.067	1.07	2.77	0.072	17.8	6.78	86.1	34.7	153	304	61	4.65	12620	107	429
PB7-42	0.052	53.4	0.132	2.18	6.08	1.4	36.6	13.3	158	62.6	278	537	110	3.54	11500	141	154
PB7-43	0.58	105	0.89	12.9	22.6	6.62	112	37.1	419	155	685	1370	278	5.79	8560	1843	1605
PB7-44	–0.000000603	9.6	0.013	0.062	0.4	0.109	1.69	0.692	9.17	3.67	20.2	55.8	15	1.21	9100	25.4	67.8
PB7-45	0.0071	29	0.187	2.79	5.37	2.57	26.5	8.79	109	43.4	217	522	122	2.98	7480	93.7	77.7
PB7-46	0.025	42.4	0.335	5.3	11.6	4.15	71	25.6	322	128	590	1240	261	3.05	9900	364	412
PB7-47	0.112	18.9	0.063	0.77	1.4	0.76	6.7	3.17	42.4	19.7	117	346	94.5	2.85	8210	212	445
PB7-48	0.1	43.8	0.059	1.27	2.27	1.07	15.1	5.58	76.3	31.1	151	369	77.6	4.42	11100	171	181
PB7-49	1.7	16.4	0.32	2.1	1.88	0.34	11.2	4.11	56.6	23	110	249	53.9	2.68	10750	108	294
PB7-50	0.0097	2.07	0.058	0.79	4.4	0.047	40.2	22.7	331	138.8	695	1600	318	4.07	14880	91.8	900
PB7-51	–0.000000609	9.29	0.037	0.43	1.87	0.093	16	6.7	93.8	38.8	184	362	73.1	8.57	12720	170	520
PB7-52	17.6	145	4.96	24.5	10	1.5	42.2	14.5	167	64.3	287	555	108	17.6	10020	771	570
PB7-53	16.5	113.7	6.49	33.7	16.8	2.84	59.1	20.4	239	93	417	802	155	10.4	10950	461	561.7
PB7-54	2.8	57.4	0.51	3.27	3.89	1.21	18.1	5.52	64.6	23.4	105	208	44.6	3.05	5780	96.8	43.7
PB7-55	0.0123	8.57	0.226	3.95	7.56	0.81	37.7	13.37	147	54.5	223	384	71.7	1.95	8980	128	184.6
PB7-56	0.015	19.9	0.086	1.17	2.42	0.9	14	5.09	65.7	28.3	144	396	94.9	4.11	10070	217	429.5
PB7-57	1.25	16.7	0.73	5.5	8.17	1.55	42.3	14.8	177	66.4	292	533	106	2.46	8300	206	360
PB7-58	15.8	85	4.4	22.3	8.1	1.77	29.8	10.9	136	53.4	265	574	131	3.88	10100	563	622
PB7-59	0.073	28.3	0.169	2.52	5.6	0.28	33.4	11.7	150	61.4	306	713	145	13.9	9130	497	1511
PB7-60	–0.000000631	4.62	0.032	0.4	1.33	0.1	7.86	3.27	41.2	16.31	78.2	163	33.7	1.25	11260	73.3	146.9
PB7-61	–0.000000659	9.31	0.082	1.25	3.42	0.666	26.4	10.07	126.6	50	217	401	81.9	3.83	8460	197	201
PB7-62	0.007	12.8	0.083	1.41	3.04	1.18	15.8	5.94	72.5	28.5	133	278	57.2	1.65	8220	85.1	154
PB7-63	0.017	20	0.063	1.15	2.46	0.302	12.7	4.96	64.2	26.4	132	297	64.2	4.45	10040	134	263.7
PB7-64	0.013	29.5	0.314	4.81	7.1	2.12	21.7	5.28	47.7	15.9	61.4	107	21.5	1.47	9670	168	219.2
PB7-65	2.9	29.5	0.81	5.6	5.44	1.03	23.2	7.37	89.9	33.6	150	298	60.8	2.36	8630	130	147.8
Zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PB7-66	0.076	69	0.318	4.52	11.3	1.56	58.9	19.5	214	79.4	333	623	118	8.8	9590	1750	1480
PB7-67	0.072	14.9	0.052	0.7	1.28	0.099	8.19	2.91	40.6	15.8	78.7	188	39.2	2.21	12000	72.7	148
PB7-68	0.108	44.6	0.243	2.35	5.34	0.7	30.6	10.54	130	49.5	224	431	82.1	10.34	10500	342	417
PB7-69	0.24	15.6	0.441	8.7	16.8	4.47	86.6	26.7	289	101.4	413	679	130	4.39	8650	268	530
PB7-70	0.278	18.1	0.082	0.9	2.46	0.312	14	5.99	74.4	31	145	315	68.2	5.31	12460	199	1118

(continued on next page)

Table 4 (continued)

Zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PB7-71	-0.000000575	4.94	0.085	2.27	4.73	1.13	28.9	9.44	113.6	41.7	179	350	68.8	4.12	10740	43.3	431
PB7-72	0.024	18.77	0.132	2.14	5.52	0.378	33.9	11.65	134.9	48.6	206	391	77	6.39	11420	172	373
PB7-73	0.019	66.8	0.144	2.28	5.22	1.59	37.5	13.1	168	68.4	319	697	145	9.5	10260	653	1164
PB7-74	0.032	6.57	0.417	6.78	10.21	2.23	46.4	13.2	136.6	44.6	176	282	52.9	1.85	8760	16.2	25.2
PB7-75	0.0016	5.15	0.025	0.27	0.62	0.207	4.06	1.61	23.1	11.09	63	209	53.5	1.11	12260	89.8	266
PB7-76	2.8	26.4	0.88	5.8	4.89	2.1	21.6	6.55	73.9	26.8	119	259	56.3	1.53	9500	166	156.9
PB7-77	-0.00000069	11.18	0.052	0.283	1.16	0.51	6.33	1.95	24.9	9.52	46.1	105.8	24.5	1.29	9560	74.2	75.9
PB7-78	0.035	40.6	0.228	3.47	6.99	2.15	41.7	15.1	183	72.2	332	612	124	9.5	7460	520	276
PB7-79	0.046	20.7	0.153	2.39	5.16	1.13	35.7	13.24	172	70.5	350	831	182	8.27	10810	470	1130
PB7-80	0.016	19.2	0.243	3.34	6.15	1.25	25.7	8.4	98.8	38.8	178	393	81.6	2.8	9140	128	158.4
PB7-81	0.0025	1.43	0.072	1.29	3.94	0.072	19.2	6.59	69.4	22.7	89.4	150	28.6	1.69	12370	15.5	120.2
PB7-82	0.0073	1.49	0.18	4.12	9.6	0.1	59.1	22.3	274	102.6	443	776	149	1.53	10240	96	225
PB7-84	0.095	58.3	0.113	1.03	1.08	0.297	7.18	2.91	48.6	26	171	661	177	18.5	12830	768	1190
PB7-85	0.129	14.8	0.197	1.67	4.03	2.33	23.3	7.22	82	31.1	139	274	56.4	1.51	8900	51.9	71.1
PB7-86	-0.000000774	11.34	0.103	1.76	3.86	0.202	22.6	7.97	93.5	34.9	159	299	60.1	7.11	11140	80.7	240.5
PB7-87	0.01	18.6	0.158	3.53	5.35	1.61	22.8	6.5	72.6	26.3	113	236	49.5	1.48	10390	250	259.4
PB7-88	1.68	50.1	0.74	4.9	5.22	1.92	35.7	13.2	181	74.6	353	748	163	6.33	9330	99.8	91.2
PB7-89	-0.00000083	4.13	0.066	0.71	1.49	0.176	8.61	3.44	40.1	15.1	69	141	28	3.06	13030	7.05	31.1
PB7-90	-0.000000691	14.51	0.07	1.06	2.48	0.626	19.1	7.58	104.1	43.3	211	463	99.8	12.17	10550	403	1129
PB7-91	0.013	20.2	0.091	1.17	3.57	0.67	22.2	9.1	116	47.7	225	491	105	3.46	9610	192	260
PB7-92	0.107	11.99	0.106	1.68	3.19	0.93	20.6	7.44	92.8	36.1	169	367	77.4	2.53	9430	208	483
PB7-93	-0.000000761	25.9	0.121	2.38	5.5	1.2	32.4	11.12	134	49.1	212	376	74.5	4.01	9000	248	402.7
PB7-94	-0.00000089	22.3	0.082	1.52	3.62	1.04	22.7	9.16	115	48.2	235	536	119	3.06	8490	125	185
PB7-95	0.05	8.97	0.104	1.48	2.9	0.66	13.8	4.74	52.4	20.7	94.3	203	44	1.15	7960	45.9	66.3
PB7-96	0.057	4.22	0.093	0.59	1.47	0.142	9.49	4.15	55.8	21.8	99.8	226	48.9	2.86	12710	74.9	944
PB7-97	0.015	1.15	0.105	2.25	5.23	0.205	38.6	14.02	168	63.8	272	488	97.3	1.27	9520	48.1	135.2
PB7-98	1.16	17.8	0.4	2.3	2.27	0.99	14.7	5.47	68.9	28.7	133	278	58.8	2.14	7050	70.9	99.7
PB7-99	0.0074	30.6	0.062	1.25	4.86	1.28	41	17.16	238	98	459	911	179	24.6	13620	336	816
PB7-100	0.028	0.559	0.068	0.84	3.99	0.042	33.1	17	252	104.5	497	1070	217	1.48	12100	43	506
PB19-1	15.7	71	0.71	20	2.225	1.26	27.3	10.83	147	60.2	306	733	157	4.49	12000	447	776
PB19-2	0.141	10.7	0.288	4.27	2.225	0.37	32.8	10.7	113	40.9	176	318	64.3	3.21	10010	119	336
PB19-3	0.97	30.8	0.314	9.2	4.35	4.56	76.9	24.8	280	102	459	880	186	4.68	7890	749	932
PB19-4	7.1	27.5	0.48	13.4	2.95	1.67	42.7	15.3	181	70.1	325	665	139	1.25	8270	189	263
PB19-5	1.27	9	0.318	5.43	2.3	1.3	46	16.9	197	76.8	330	563	113	2.68	8390	120	182
PB19-6	0.018	17.3	0.276	0.3	0.7	0.168	5.98	2.41	24.6	10	50.7	137	38.2	1.54	15400	79	296
PB19-7	0.094	12.2	0.271	1.09	1.18	0.37	15.5	5.67	58.7	21.7	99	198	39	3.48	11600	50	127
PB19-8	0.016	0.85	0.324	0.74	1.475	0.055	34.1	18.6	273	111	508	950	176	2.08	14900	31	586
PB19-9	0.158	28.5	0.256	2.09	1.525	1.41	25.1	8.9	107	43.7	207	415	84	5	9500	198	252
PB19-10	0.009	3.2	0.312	0.82	0.775	0.39	6.8	2.85	30.1	11.6	54.5	118	26.7	1.04	10860	2	11
PB19-11	0.008	0.9	0.272	1.6	1.85	0.068	44.6	20	259	103	454	797	155	1.08	11290	52	227
PB19-12	3.28	28.5	0.556	17.6	5.7	8.7	68.5	21.5	211	69.5	300	573	111	7.12	10770	892	1197
PB19-13	7.3	32.9	0.505	12.6	2.05	1.7	19.3	7.39	91.3	37.1	194	549	129	15.3	11820	113	1320
PB19-14	0.0027	14.6	0.279	2.02	1.65	0.292	24.3	8.51	92.3	33.2	138	249	47.7	5.01	10150	75	166
PB19-15	0.022	29.1	0.276	1.34	1.025	0.84	13.5	5.9	72.1	30.5	150	364	81.3	2.95	10420	262	269
PB19-16	0.041	13.3	0.303	2.58	1.6	1.26	23.3	8	102	39.9	187	407	84.2	1.25	10000	189	288
PB19-17	0.188	37	0.239	4.1	13.4	0.48	86	34.4	440	172	759	1410	277	62	10950	2476	2720
PB19-18	0	13.6	0.174	3.73	6.1	0.43	41.2	14.4	174	66.6	296	533	110	5.05	9390	312	515
PB19-19	1.61	13.91	1.35	9.78	9.72	3.14	38.8	11.86	124.5	45.6	205	419	89.7	1.68	9060	86	210
PB19-20	0.053	16.2	0.062	1.98	5	1.03	22.6	7.28	76	29.9	123	232	47.1	1.39	9930	82	82
PB19-21	0	5.51	0	0.12	0.83	0.155	5.49	2.36	31.7	14.18	72.7	185.8	43.8	2.85	10780	168	307
PB19-22	0	13.83	0.036	0.7	2.03	0.72	13.6	4.96	69.3	27.7	145	363	83.6	2.25	11260	23	32
PB19-23	13.7	66	4.1	18.2	7.7	2.25	33.9	11.48	138.7	55.5	246	484	103	4.09	9580	137	143
PB19-24	0	21.79	0.099	2.19	4.54	1.32	26.7	8.86	110.6	43.1	199	397	84.9	1.8	9880	160	240
PB19-25	0	9.45	0.1	1.52	2.56	0.141	15.1	5.68	68.8	24.7	108	184.1	35.4	2.82	12960	10	90
PB19-26	0.033	4.31	0.119	3.02	8.16	0.67	55.1	21.42	282	107.8	488	888	171	1.47	10860	192	443
PB19-27	0	3.3	0.084	1.65	3.2	0.145	23.1	7.6	96.9	36.3	162	275	56	1.44	10430	69	215
PB19-28	0.029	17.2	0.058	0.83	2.09	0.63	10.75	4.44	52.1	20.6	106	298	70.8	1.24	11880	139	637
PB19-29	0	18.77	0.16	3.41	6.75	1.24	30.8	10.5	119.3	45.8	199	390	80.4	1.29	8900	50	50
PB19-30	0.03	17.12	0.079	1.4	3.39	0.68	21.1	7.41	93.1	36.9	176	352	75.1	2.4	9330	106	166
PB19-31	0	8.8	0.0095	0.88	2.88	0.54	19.5	8.49	110	45.7	219	456	100	2.56	9510	137	438
PB19-32	0.15	11.28	0.198	1.44	3.47	0.89	21.5	7.12	84.8	32.8	154	312	66.3	1.67	9530	138	217
zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PB19-33	0.013	17.82	0.031	0.88	1.71	0.188	8.8	3.39	43.8	17.08	85.2	183.1	35.8	21.1	11770	116	324
PB19-34	0.036	17.9	0.048	1.08	2.03	0.63	13.5	5.45	74.1	31	159	396	88.8	3.76	11220	168	395
PB19-35	0.018	9.16	0.025	0.46	1.24	0.075	8.69	3.24	43.8	17.7	87.3	202.7	43.9	10.6	14170	111	741
PB19-36	2.32	17.4	0.9	8.5	11.7	1.2	48.1	15.2	173	61.5	265	494	97.7	2.67	8440	260	389
PB19-37	0.199	27.41	0.288	2.96	6.03	0.184	35.9	13.8	173.4	70.1	323	662	133.2	15.4	13270	533	1240
PB19-38	0.000000895	14.89	0.056	1.18	2.18	0.962	13.59	4.56	58.6	24.48	126	318.6	75.9	1.24	10300	215	361
PB19-39	0.000000742	7.83	0.11	2.84	6.77	0.326	30.3	9.26	103.4	34.9	143	233	43	1.7	9720	107	265
PB19-40	0.069	12.17	0.063	1.04	2.65	0.14	18.1	7.04	87	31.1	122	193	33.4	14.5	13550	158	1304
PB19-41	0.185	15.76	0.416	5.02	7.4	3.99	42.9	14.32	157.1	59.1	267	562	118.4	1.67	8690	489	341.3
PB19-42	10.4	37	2.9	17.4	8	0.55	27.9	7.75	89.6	29.6	124	214.1	40.3	3.43	10120	53.8	116.6
PB19-43	0.034	22	0.177	2.49	4.95	1.56	28.8	9.83	122.6	47.9	228	503	107.6				

Table 4 (continued)

zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PB19-44	0.014	12.46	0.372	5.86	9.9	0.72	41.6	12.65	136.3	47.8	198	331	62.6	5.4	11660	184	342
PB19-45	0.00000682	19.9	0.044	0.89	1.9	0.384	10.4	3.98	51.1	21.6	115	284	64	4.81	9910	266	494
PB19-46	0.00000589	45.8	0.093	2.02	4.24	1.24	24.5	9.29	120.5	49	231	487	101.2	7.5	11500	176	232
PB19-47	0.00000541	21.4	0.091	1.92	3.69	1.87	21.9	6.62	75.7	27.9	129	314	75.3	2.9	12270	91.5	214.7
PB19-48	0.029	8.82	0.25	4.21	6.2	0.48	26.2	8.13	87.5	29.5	127	216.7	41.4	2.88	11450	59.3	145.8
PB19-49	0.089	57.6	0.433	7.8	14.1	4.06	60.4	19.09	217.5	80.5	363	702	141.7	4.52	10200	308	332.7
PB19-50	0.062	2.8	0.02	0.22	0.7	0.036	5.01	2.21	32.8	15.07	81.8	224	50.8	6.21	12070	24.4	377
PB19-51	0.62	18.81	0.24	1.87	2.85	0.86	17.4	6.07	77.5	32.3	159	399	84.7	3.61	11480	195	430
PB19-52	0.018	18.6	0.092	1.44	4.19	1.05	23.9	8.95	120	48.3	235	525	107	4.33	10980	360	910
PB19-53	0.041	10	0.018	0.48	0.94	0.088	5.54	2.39	31.3	13.45	68.4	167.1	36.11	2.76	11320	87.8	386.8
PB19-54	23	60	4.4	33	8.6	2.44	24.6	7.02	78.2	28.11	125	242.5	49.3	1.78	9150	68	42.8
PB19-55	-0.00000277	22.52	0.076	1.78	4.38	0.69	23.25	8.3	104.7	43.12	203	402.9	85.6	3.04	9930	178	242.2
PB19-56	0.00001678	11.36	0.009	0.155	0.55	0.394	4.87	1.97	32.4	17.37	119	478	145	2.93	14760	139	830
PB19-57	0.022	9.67	0.259	4.56	8.91	0.409	44.2	14.54	168.4	60.6	253	402.1	73.5	3.56	9050	60.7	196.9
PB19-58	0.057	14.42	0.134	1.8	3.63	0.625	19	5.82	65.1	23.01	97.8	182.2	35.05	2.71	10440	46.8	102.8
PB19-59	112.8	447	50.4	267	84.4	5.47	185.2	50.1	526	182.9	785	1314	247	23.0	12220	2420	1656
PB19-60	0.00003033	24.97	0.197	2.74	4.86	1.47	20.7	6.29	68.9	23.71	99.9	179.8	35.82	2.1	10110	30.5	36.23
PB19-61	29	121	13.8	77	33.7	2.42	115.7	33.9	359	121.6	498	793	148.1	6.3	10990	257	166
PB19-62	-0.00000259	16.12	0.067	1.11	3.4	0.348	23.3	9.02	112.6	44.4	207	403	80	4.42	11480	135	316
PB19-63	-0.0000441	6.5	0.012	0.3	2.24	0.15	11.6	5.62	90.7	38.1	210	554	115.8	5.4	13560	44.2	429
PB19-64	-0.00000969	46.6	0.13	1.99	3.74	1.37	18.9	6.65	84.3	35.8	180	448	104.1	3.74	9660	320	381
PB19-65	0.247	84.3	0.235	3.52	7.69	1.77	49.4	18.52	225.1	87	399	776	157.5	9.11	12020	597	482.4
PB19-66	-0.00000029	2.94	0.035	0.74	3.12	0.201	22.5	10.65	141.5	54.2	243	458	85.4	1.72	13560	91.9	701
PB19-67	0.028	38.3	0.146	2.63	3.73	0.97	18.3	5.64	62.4	22.18	94.4	173.3	34.68	3.4	10080	55.8	42.89
PB19-68	0.414	63.2	3.53	56.6	68	28.9	197	44.1	359	97.9	342	487	91.7	2.49	8200	74	51.6
PB19-69	1.17	16.99	0.574	5.4	8.6	1.78	50.5	16.9	198	74	309	551	108.2	10.7	9820	172	236.9
PB19-70	1	15.3	0.51	2.76	3.29	0.449	21.7	8.49	108.3	43.2	202	405	82.5	2.89	11410	207	461
PB19-71	-0.00000038	40.2	0.169	2.93	7.62	1.7	43	15.37	190	72.1	326	613	119.3	7.38	10940	333	351
PB19-72	0.0077	15.07	0.299	5.05	7.92	1.58	37.8	11.23	115.8	38.6	157	261	48.4	2.15	10620	58.1	82.3
PB19-73	-0.00000051	18.78	0.043	0.99	1.64	0.138	9.26	3.55	44.71	16.76	78.8	177.8	36.07	8.66	12010	156	191.2
PB19-74	0.186	16.99	0.219	2.57	2.17	0.146	14.21	5.2	74.4	30.24	158	360.2	76.6	6.46	13680	175	429.6
PB19-75	0.0028	3.94	0.02	0.71	2.02	0.19	14.46	5.7	72.1	28.52	137	266.3	52.84	1.9	12110	30.4	86.11
PB19-76	0.036	23.8	0.158	2.81	3.66	0.64	15.1	4.22	43.8	15	64.7	127	27	1.73	10850	66.2	124.9
PB19-77	0.0096	82.4	0.248	5.52	13.3	5.74	77.9	28.1	348	133	603	1170	231	8.93	9480	261	155
PB19-78	-0.00000079	0.652	0.028	0.63	2.89	0.05	27.6	13.51	195.5	82.4	395	785	153.2	1.18	12880	38.2	314.1
PB19-79	11	28	2.3	10.3	1.85	0.58	3.55	0.96	11.5	4.59	24.2	70.3	19.17	0.7	12640	39.4	119.6
PB19-80	-0.00000080	4.19	0.03	0.36	0.82	0.088	4.93	1.91	25.3	10.73	54.4	141.7	33.2	2.96	12620	41.1	551.6
PB19-81	2	25.1	0.59	5.7	7.86	1.3	37.8	12.99	151.8	57.5	267	514	104.4	1.5	11580	282	320
PB19-82	0.007	15.6	0.224	2.8	5.92	1.93	33.6	11.55	135.8	50.9	226	441	87.2	2.01	9050	167	283
PB19-83	0.099	35.58	0.101	1.08	2.46	1.69	17.8	6.89	97.7	45.2	253	747	177.4	20.5	9540	804	2042
PB19-84	0.033	30.14	0.505	8.87	13.13	2.55	54.7	16.45	178.2	63.3	259	428.5	81.8	1.88	8810	99.3	75.4
PB19-85	-0.00000104	9.17	0.06	0.91	2.18	0.207	13	4.54	54.9	20.3	91.8	173	34.6	3.52	10580	48.3	150.1
PB19-86	0.142	19.71	0.183	2.56	3.88	0.63	19.1	6.53	81.8	28.8	132	272	53	3.51	10790	205	393
PB19-87	15.7	89.5	5.54	32.8	20.3	4.53	84.6	25.73	277	99.6	439	822	164.7	5.64	9450	555	338
PB19-88	-0.00000121	12.39	0.085	1.41	3.31	0.181	17.93	5.75	67.7	23.98	103	189.1	36.64	4.84	10390	60.4	152
PB19-89	-0.00000139	20.14	0.039	0.8	2.01	0.89	14.05	5.33	65.1	28.73	147	356.8	82.2	1.89	10600	113	294
PB19-90	-0.00000126	7.47	0.061	1.3	2.7	0.93	13.5	4.51	54.9	20.9	104	222	48.5	0.8	9880	37.3	72.6
PB19-91	0.018	20.32	0.057	1.27	3.17	0.223	20.3	8.26	102.9	41.25	196	394.2	80.7	5.73	12050	250	706
PB19-92	0.39	101.5	1.04	14.45	15.4	5.4	48.3	11.3	111.2	36.3	1561	314	65.6	1.61	8130	428	220.5
PB19-93	-0.00000109	10.9	0.076	1.58	3.82	0.83	22.7	8.96	110	44.7	222	625	147	3.54	11380	210	1180
PB19-94	0.014	7.79	0.034	1.02	2.65	0.296	22.1	8.36	110.5	43.2	196	362	72.2	2.41	9350	45.3	223
PB19-95	3.5	22.7	1.12	6.8	6.55	1.13	27.1	8.32	90.1	30.45	128	226.8	42.46	2.88	8950	58.6	92.9
PB19-96	0.016	8.86	0.161	2.89	6.42	1.21	36.6	12.35	140.2	51.5	219	379	71.5	2.36	9970	40.3	75.2
PB19-97	0.037	29.9	0.253	4.55	9.2	3.19	43.8	15.8	189	72.8	338	728	151.4	1.67	8810	203	250.8
PB19-98	0.051	12.21	0.057	0.93	1.77	0.166	9.42	3.38	45.3	17.66	86.1	197.7	39.9	4.58	13270	179	628
PB19-99	0.019	13.86	0.072	1.7	3.95	1.83	23.4	8.2	97.9	36.8	177	356	76	0.98	7870	117	120.6

zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PM13-1	1.64	30.4	0.359	9.97	3.7	1.26	48.4	13.9	143	50.2	213	364	75.8	2.28	9090	140	102
PM13-2	20.4	72.1	0.95	28	2.675	1.12	19.3	6.06	66.5	25.8	121	258	55.1	2.59	11100	51	66
PM13-3	0.025	79.1	0.328	7.2	3.825	3.55	61.6	21.1	244	89.5	398	782	162	3.68	10850	233	185
PM13-4	0.027	23.9	0.292	1.71	1.478	1.79	24.7	8.8	96.1	39.1	185	430	96.9	2.13	10990	200	384
PM13-5	0.086	14.9	0.317	1.07	0.958	0.33	12.8	5.9	69.2	28.2	140	311	68.4	1.73	11300	74	139
PM13-6	0.017	53.2	0.256	1.96	1.612	1.44	27.8	11	137	55.1	258	565	123	9.45	10440	306	442
PM13-7	0.18	31.1	0.303	8.7	3.95	3.64	71.5	21.7	240	86	363	593	118	2.81	7440	121	114
PM13-8	0.025	5.43	0.217	0.148	0.535	0.305	5.66	2.91	40.3	18.5	104	310	79.4	6.41	14720	200	1443
PM13-9	0.012	8.87	0.354	5.32	8.72	1.38	36.7	10.75	114	39.3	160	272	52.2	1.1	9520	45	92
PM13-11	0	5.59	0.027	0.85	1.83	0.279	11.1	3.35	38.3	13.78	58.6	118.6	24.5	1.07	9860	25	131
PM13-12	0.03	13.3	0.068	1.03	2.27	1.03	13.13	4.8	62.5	25.9	133	320	75.4	1.56	9470	21	31
PM13-13	0.61	20.1	0.35	5.07	6.74	2.55	35.4	11.45	121.8	47.9	208	432	95.9	19.5	10120	370	412
PM13-14	0	21.5	0.026	0.87	1.78	0.87	12.7	4.87	66.1	30.8	166	437	110	3.4	9860	154	221
PM13-15	0.32	28	0.367	4.23	7.34	0.96	35.7	12	139	52.8	245	463	95.2	2.59	10020	154	133
PM13-16																	

Table 4 (continued)

zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PM13-17	0	16.5	0.09	2.11	4.16	0.97	24.8	8.29	95	35.7	158	305	64.1	1.52	10100	68	89
PM13-18	0	30.3	0.069	0.96	2.49	1.25	22.4	9.04	122.1	53.3	271	666	154.4	3.08	9800	324	453
PM13-20	0	2.62	0.076	1.81	4.73	0.276	28.8	10.45	124.4	47.8	203	350	69.5	1.12	10660	77	102
PM13-21	0.321	46.2	0.234	2.86	5.88	1.04	37.7	13.9	169.3	67.2	315	645	135.6	9.64	11430	697	866
PM13-22	0	5.2	0.034	0.38	1.53	0.51	7.9	3.02	36.4	15.36	76.7	196.8	48.7	0.80	9600	54	98
PM13-23	0.261	20.3	0.733	10.86	18.1	0.91	105.1	32.4	346	122	494	755	143.1	4.74	8630	495	688
PM13-24	0.3	22.4	0.191	2.35	4.98	1.25	33.8	11.68	138.7	54.3	225	416	86.5	3.57	9730	393	475
PM13-25	0.02	26.9	0.163	3.1	6.38	1.68	36.6	11.46	130.3	47.8	210	377	78.9	1.93	9740	145	230
PM13-26	0	4.68	0.106	2.16	7.93	0.183	48.8	15.9	190	70.4	292	491	95	1.54	11450	222	333
PM13-27	0.033	38.9	0.126	2.17	6.81	1.81	57.8	25.1	332	141	691	1480	326	4.63	11580	787	1148
PM13-28	0	28.9	0.092	1.71	4.37	0.46	26.9	9.73	120.2	45.7	205	399	81.2	3.88	10370	123	152
PM13-29	0	25.1	0.035	0.7	2.14	0.53	17.83	6.78	92.2	40.3	201	467	106.1	5.01	10480	191	385
PM13-30	0.11	25.3	0.056	1.29	1.8	0.46	13.9	5.42	67.8	27.9	133	297	64	2.35	12160	168	329
PM13-31	0	25.4	0.155	2.04	4.95	3.04	38.3	14.5	173.1	70.6	323	680	154.3	1.96	8600	263	291
PM13-32	0.015	7.58	0.424	7.53	13.7	0.573	70.6	23.72	264	96.1	397	625	120	1.86	10020	394	500
PM13-33	0.102	17	0.254	4.19	7.9	1.27	45.9	14.9	165	58.5	228	379	74	1.23	10070	431	551
PM13-34	0	16.9	0.026	0.63	1.45	0.54	7.8	3.31	43.7	20	105	299	76.2	1.73	10670	65	143
PM13-35	0.48	32.5	0.36	3.82	6.54	1.13	35.6	12.22	157.1	63.3	300	587	126.2	2.29	12330	417	487
PM13-36	0	43.3	0.062	2.02	5.86	2.95	39.7	13.57	153.5	57.2	244	453	93.7	3.2	8300	329	268
PM13-37	0.76	25.8	0.24	1.94	2.74	0.402	14.4	5.27	71.9	29.7	137	296	63.7	3.24	10940	253	507
PM13-38	0	0.386	0.018	0.62	2.66	0.031	29.7	15.79	236	102.8	505	1112	224	1.32	12270	41	550
PM13-39	0	11.01	0.17	2.29	6.46	2.27	29.1	10.47	124.1	47.3	215	413	86.6	0.7	9440	59	67
PM13-40	0.74	6.4	0.259	1.92	3.08	0.305	26.8	11.62	164.8	68	325	653	133.7	1.68	12900	117	586
PM13-41	0	1.15	0.059	2.06	6.86	0.083	62.2	27.1	337	131.8	558	955	187.8	0.99	10870	90	423
PM13-42	1.24	25.1	0.53	3.2	2.99	0.38	16.7	6.17	79	32	150	317	67.6	3	11810	241	515
PM13-43	0.024	19.27	0.212	3.57	6.69	1.5	41	14.71	173.3	65.2	279	488	96.8	3.66	8730	250	276
PM13-44	0.0033	6.43	0.061	1.15	3.59	0.291	26.1	11.22	152	63.3	309	630	128	1.79	12310	89	363
PM13-45	35	155	9.1	41	16.1	2.15	58.6	17.9	185.5	67.7	294	525	103.8	7.01	9600	749	365
PM13-46	0	34.6	0.037	0.63	1.07	0.47	11.3	4.8	61	26.2	134	342	82.7	4.52	12690	390	499
PM13-47	0.023	50.8	0.095	1.87	4.59	0.77	29	10.88	136.6	55.1	260	533	114.3	5.99	11310	251	263
PM13-48	0.42	26.6	0.223	3.76	5.48	1.28	25.4	9.02	103.1	40.3	193	445	101.7	1.81	10800	305	375
PM13-49	0.067	16.3	0.112	1.51	3.94	1.45	27.1	11.16	143	58.4	278	583	128	2.58	9150	162	241
PM13-50	0.031	7.62	0.06	1.19	1.97	0.77	9.52	2.61	26.2	9.18	41.1	85.7	20.24	0.63	9520	27	28
PM13-51	0	5.22	0.041	1.02	2.74	0.296	17.6	6.05	75.9	28.42	124	228.5	47.4	1.38	9560	69	149
PM13-52	2.12	64.6	0.69	4.3	3.72	0.71	23.8	9.97	133.4	59.6	306	722	168	6.64	10360	385	482
PM13-53	1.54	25.8	0.53	3.82	4.52	0.47	23.5	8.82	110.9	45.6	214	455	97.4	4.03	11130	174	283
PM13-54	20.9	61	6.6	29	12.3	0.58	32.5	10.88	120.4	45.4	206	406	84.1	3.91	10950	192	457
PM13-55	0.46	24.4	0.257	1.79	3.17	0.47	18.8	7.4	102.2	44.2	217	520	117.2	2.56	12010	280	528
PM13-56	0.015	4.16	0.067	1.1	3.46	0.329	24.7	11.02	152	64.3	309	614	127.8	2.22	11660	82	384
PM13-57	0.057	9.4	0.345	7	13.4	0.76	67.5	20.4	208	69	266	389	68	5.32	9120	155	347
PM13-58	0.055	3.59	0.259	5.01	9.1	0.236	47.4	15.69	174.7	61.8	259	432.6	81.6	1.46	10360	147	275.4
PM13-59	0.083	40.1	0.64	9.3	8.9	1.66	28	6.96	66.4	18.4	68.3	97.8	17.4	4.26	10550	227	229
PM13-60	0.0081	15.07	0.305	5.42	8.93	2.1	49.8	17.04	203.3	74.7	325	562	107.4	1.77	8960	123	138.6
PM13-61	0.16	7.5	0.222	3.42	7.98	0.77	58.4	23	290	110.4	499	881	166	1.97	11240	94.9	176
PM13-62	-0.00000278	97.3	0.262	4.1	12.7	3.17	75.1	26.8	314	119	553	1076	222.7	8.89	9060	1750	966
PM13-63	122.9	318	38.6	177	37.6	2.94	48.9	11.87	123.5	46	217	476.5	95.6	5.66	11970	528	1238
PM13-64	0.067	10.95	0.411	6.73	11.16	1.12	56.4	17.86	205	71.6	299	479	89.5	1.98	9670	218	307
PM13-65	0.0038	13.5	0.097	1.89	4.53	0.64	20.6	6.79	78.2	28.2	124	243.4	48.5	4.41	10250	114	502
PM13-66	0.09	5.94	0.058	0.36	0.86	0.309	4.23	1.45	17.9	6.78	32.2	78.8	18.7	0.61	9440	31.5	68.8
PM13-67	0.032	56.3	0.106	1.22	3.66	0.71	20.1	7.43	95.5	38.34	186	404.8	85.3	4.5	11020	258	326.7
PM13-68	0.0061	22.15	0.053	0.92	1.99	0.669	14.21	5.16	65.6	26.48	131	297	62.8	3.27	9180	185	226.5
zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PM13-69	-0.00000206	2.79	0.099	1.83	5.97	0.492	44.4	19.24	236.4	89.6	405	791	148.1	3.46	12070	118	1010
PM13-70	-0.00000224	32.99	0.127	2.75	5.11	2.05	26.7	9.08	110.5	42.56	188	353.6	71.2	2.46	8740	155	176.8
PM13-71	0.021	28.3	0.361	6.5	11	3.66	52.7	16.8	184	68.5	303	595	120	1.69	9470	288	335
PM13-72	11.7	82	19.5	157	70	2.73	116	21.7	188	56.4	223	371	67.8	4.54	11820	145	522
PM13-73	4.8	32.2	1.54	7.6	5.08	0.97	23.3	8.42	105.8	43.5	216	477	103.9	1.99	10420	145	209
PM13-74	0.005	8.52	0.06	2.04	4.83	0.64	32.4	12.51	165.8	65.8	299	582	116.4	2.44	11490	109	291.9
PM13-75	0.08	9.22	0.085	0.99	2.01	0.473	14.56	6.22	79.7	33.3	166	388	84.4	1.29	9420	90.8	187.5
PM13-76	0.59	12.8	0.257	2.35	3.4	0.408	21.4	8.45	107.1	42.6	196	376	74.3	5.61	12040	129	318
PM13-77	-0.00000288	5.31	0.032	0.57	1.5	0.57	8.32	2.61	32.2	12.94	64	163.3	39.43	0.76	9670	16.7	62
PM13-78	5.5	156	1.63	15.4	18.8	4.74	83.5	26.2	299	108.7	473	873	168.2	10.1	9650	589	300
PM13-79	1.16	27.4	0.61	6.1	7	1.07	32.5	11	124	44.3	186	331	64.8	2.28	10540	77.5	137
PM13-80	-0.00000257	15.16	0.051	0.98	2.46	0.65	15.4	6.09	72.9	26.8	120	234.9	46.8	2.02	11300	108	751
PM13-81	-0.00000325	6.19	0.037	0.52	1.31	0.068	7.1	2.99	35.9	14.48	65.4	133.1	25.55	4.34	11090	13.0	34.73
PM13-82	-0.000005	12.74	0.1	2.52	5.31	0.304	27.7	8.71	97.5	34.2	143	246.8	46.53	3.22	11360	66.4	138.9
PM13-83	-0.00000302	11.17	0.028	0.7	2.51	0.893	20.9	8.84	129.2	60.6	317	775	175.2	1.21	10290	61	117.6
PM13-84	-0.0000028	16.9	0.024	0.65	1.97	0.132	16.01	6.01	77.9	30.46	143	281.6	54.19	13.5	11950	72	342.5
PM13-85	0.01	30.6	0.085	1.47	3.66	0.055	21.1	7.9	94.9	38.3	178	375	74.8	9.76	15030	330	1103
PM13-86	2.39	26.1	1.98	9.7	5.75	0.173	22.9	7.14	81.1	28.62	122	195.2	37.3	3.53	10580	101	298.9
PM13-87	0.43	12.2	0.17	1.64	1.99	0.442	13.6	4.96	71.4	30.5	153	367.2	81.7	1.35	10080	75	150.9
PM13-88	0.132	57	0.848	14.1	22.7	10.3	108.4	33.4	368.7	135.2	582	1121	232.1	3.31	8630	144	88.2
PM13-89	2.15	28.5	1.16														

Table 4 (continued)

zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PM13-90	-0.00000314	58.3	0.083	2.14	4.87	1.66	29.3	10.61	126.6	51.2	238	515	107	6.88	10140	306	331.5
PM13-91	0.063	19.86	0.064	1.29	3.19	0.78	20.1	7.46	97.4	39.6	189	405.3	86.7	1.62	10430	111	142.2
PM13-92	-0.00000386	13.09	0.039	0.92	2.54	0.24	10.1	3.83	47.3	17.24	81.3	164.1	32.7	2.41	10630	54.5	124.8
PM13-93	0.017	6.48	0.138	2.89	6.17	0.398	30.6	10.37	122.1	44.48	186	308.2	57.92	2.52	9040	36.7	85.5
PM13-94	0.023	46.1	0.32	5.49	9.08	2.2	41.5	12.87	143	51.6	223	407	81	2.84	9140	260	298
PM13-95	-0.00000354	9.93	0.034	0.91	2.86	0.338	20.7	7.55	94.1	36.7	164	305.4	60.6	2.22	9890	37.1	101.6
PM13-96	4.8	37.7	1.94	13.8	12	3.26	56.2	18.4	204	75.6	320	594	120	2.74	8150	168	104
PM13-97	0.74	23.6	0.92	8.6	7.8	3	30.4	7.45	80.7	26.8	102	162.6	31.3	0.92	8410	11.2	14.66
PM13-98	-0.00000412	17.26	0.045	1.06	3.05	0.98	20.2	7.74	98.3	41.2	199	479	108.2	1.67	9850	194	342
PM13-99	14.1	51.6	4.59	23.4	8.4	0.397	35.6	12.14	146.4	56.1	245	436.4	83.7	6.73	10990	249	698.6
PM13-100	0.039	6.47	0.121	2.19	3.84	0.33	20.2	7.16	87.6	34.3	159	333.6	71	2.29	10590	48.7	260
PM19-1	0.225	27.7	0.105	1.04	2.25	1	13.6	4.55	64.4	30	164	478	123	3.27	9160	424	615
PM19-2	0.085	17.16	0.167	1.31	2.67	0.368	15.8	6.38	86.8	34.6	170	435	89.1	12.6	14770	321	1503
PM19-3	1.96	15.14	0.43	2.25	2.53	0.383	13.7	4.95	61.9	23.9	115	225	47.1	2.33	8930	69.8	117.7
PM19-4	0.109	14.74	0.111	0.99	2.09	0.304	13.85	5.41	73.4	29	144	288	63.6	2.22	11320	152	303.6
PM19-5	15.8	79	5	26	11.7	2.94	44.6	15.4	188	76.4	354	747	158	3.38	8200	510	480
PM19-6	-0.000001373	0.33	0.033	0.229	0.93	0.091	10.02	4.44	49.7	13.6	43.1	54	9.9	0.78	12120	6.38	389.1
PM19-7	12.3	29.2	1.43	6.38	3.17	1.65	16.8	5.63	69.4	27.2	136	389	102.5	7.05	9630	289	751
PM19-8	-0.00000012	13.49	0.097	1.07	1.79	0.33	9.9	3.63	42	15.22	69.1	148.9	30.1	2.21	10340	67.6	193.7
PM19-9	0.013	15.13	0.215	3.27	5.81	1.53	29.4	9.27	113.5	44.2	200	395	83.3	2.4	8590	130	177
PM19-10	0.28	12.4	0.172	1.7	4.23	1.01	27.3	9.4	118.7	46.6	221	479	101.6	3	11320	165	485.6
PM19-11	0.068	8.98	0.137	1.51	2.78	0.249	13.21	4.37	49.7	17.65	79.2	155.2	31.4	2.68	9660	132	239
PM19-12	0.093	25.5	0.434	7.73	17	7.78	91.7	27.9	312	110.4	474	827	168	1.51	7520	128	116
PM19-13	0.24	17.24	0.155	2.03	3.2	0.465	17.2	5.84	73.5	27.5	128	269	56.1	3.44	9520	187	228
PM19-14	0.035	27.3	0.073	1.01	2.06	0.45	14.6	5.5	75.5	32.3	164	384	86.5	3.5	9450	125	228
PM19-15	0.047	21.5	0.32	5	11.8	1.93	52.8	17.4	199	70.7	297	491	92	1.74	7960	192	168
PM19-16	-0.000001255	11.12	0.122	1.55	4.1	0.264	23.9	8	96.3	35.4	152	273	53.9	6.57	9880	68.7	175
PM19-17	0.0044	45.6	0.08	1.71	6.51	3.11	42.9	14.93	167	58.3	256	467	92.4	9.16	10290	850	1081
PM19-18	0.47	39.5	0.89	11.7	22	1.43	96.6	30.4	316	106.6	449	770	149.3	8.01	9290	1012	922
PM19-19	0.154	12.7	0.588	9.5	18	2.78	100.9	32.8	368	128.5	521	807	153	4.43	9220	189	243
PM19-20	0.07	40.8	0.102	1.12	3.4	1.08	23.1	8.53	106.6	42.3	208	423	91.4	3.38	11510	144	198.3
PM19-21	7.7	89.6	1.58	11.3	11.7	1.99	56.8	18.8	208	74.4	326	579	112.5	11.2	8440	510	359
PM19-22	-0.000001311	8.09	0.057	0.6	2.01	0.325	14.3	5.37	68.6	28.8	137	287	61.1	2.14	10980	62.9	233.7
PM19-23	-0.000001253	14.57	0.107	1.4	2.85	0.61	15.2	4.91	57.2	20.2	87.3	168.8	33.2	1.99	9600	37.2	74.3
PM19-24	6.5	29.8	2.19	14.4	10.9	3.42	45.4	13.1	130.2	41.9	171	303	60.9	1.01	8690	90.7	87.2
PM19-25	0.162	163	1.24	18.8	26.8	8.9	99	26.8	266	89	364	648	125	4.74	8280	940	610
PM19-26	460	1130	149	700	161	8.37	194	39.9	359	123	532	1100	230	5.18	11720	430	891
PM19-27	0.0088	4.72	0.082	1.62	3.81	0.109	20.1	7.43	87.8	33.5	149	300	59.3	3.81	10360	134	393
PM19-28	0.0086	2.58	0.145	2.17	5.56	0.618	33.8	11.92	137.2	49.5	204	357	68.6	0.77	10130	58.5	158
PM19-29	3.4	30.2	0.86	3.38	3.27	0.84	21.3	9.74	146	64	334	887	184	9.96	11690	341	791
PM19-30	0.054	95	0.155	3.72	8	2.38	42.3	14.5	162	63.7	295	668	145	10.4	9950	3190	3030
PM19-31	-0.000001097	58.7	0.062	1.43	7.12	2.47	62.3	24.6	294	109.4	460	782	148	17.5	13720	414	1185
PM19-32	0.049	42.2	0.567	8.25	12.7	4.7	56.1	17.8	200	71.3	317	612	125.5	2.64	8880	243	123
PM19-33	88	216	27.2	103	21.7	2.41	38.8	9.54	91.6	33.3	140	290	59.2	4.1	11350	223	493
zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PM19-34	0.044	98.9	0.462	6.41	9.6	3.81	43	12.8	138	48.6	217	447	92.6	5.33	8920	850	601
PM19-35	3.3	17.3	1.07	7.2	5.4	0.285	21.6	7.11	81.2	29.4	124	214	40.2	5.04	10080	77	145
PM19-36	-0.00000112	31.5	0.077	1.19	3.21	1.2	24.5	8.06	103.2	42.9	188	421	90.8	2.47	9450	676	564
PM19-37	0.1	56.8	0.089	1.7	4.8	0.83	27.8	10.3	131	53.5	252	534	107.8	7.59	11670	151	211
PM19-38	0.026	8.45	0.118	1.51	3.5	0.191	16.2	6.6	81.2	32.8	163	428	90.6	4.01	14760	186	1280
PM19-39	0.0033	33.6	0.054	0.87	3.84	0.5	26.9	11.75	157	64.6	296	591	118	24.9	13200	618	831
PM19-40	-0.000001109	8.47	0.133	2.5	6.48	0.532	39.9	14.6	180	69.3	308	570	111.4	3.89	10060	295	751
PM19-41	0.67	74.3	0.41	3.71	7	0.53	48.6	17.8	245	94.9	452	885	180	13.5	11210	740	930
PM19-42	0.012	2.81	0.236	4.89	8.94	0.54	53.3	17.8	211	75.3	332	576	111.3	1.79	11190	222	489
PM19-43	-0.000000936	0.395	0.032	0.54	2.67	0.036	25.4	14.25	220.8	96.6	503	1067	215.8	1.15	12250	36.5	464
PM19-44	-0.000000907	15.65	0.132	1.75	4.08	0.277	19.4	6.5	75	26.4	114	203	39.3	3.33	10410	63.5	127.9
PM19-45	0.093	28.1	0.535	6.75	10.78	1.21	54.4	16.92	187.5	64.7	270	471	89.9	3.95	10390	301	389
PM19-46	-0.000000944	55	0.068	1.57	5.4	0.708	37.9	14.45	190.5	75	345	672	134.7	7.34	11800	226	368
PM19-47	0.0114	30.3	0.239	4.04	8.16	4.37	47.5	16.01	195.8	77.4	371	824	178.6	2.69	8280	69.5	56.1
PM19-48	0.091	7.69	0.125	1.71	3.48	0.251	20.6	7.29	87.7	31.4	144	265	52.6	1.47	10440	148	347
PM19-49	0.07	16.1	0.512	9.23	16.8	4.67	80.4	24.8	271	93.5	381	632	120.5	2.05	8350	182	240.2
PM19-50	0.061	4.2	0.395	7.23	14.5	0.63	81.5	28.7	326	113.5	482	831	157.7	2.55	10330	285	643
PM19-51	0.005	8.83	0.274	4.36	7.08	1.44	27.7	8.63	98	35	158	293	57.5	1.1	8990	85	96
PM19-52	0.207	16.1	0.246	2.74	3.57	0.493	19.3	6.49	72	26.7	118	217	42.7	2.22	9420	105	204.3
PM19-53	-0.000000787	14.65	0.045	0.69	2.07	0.248	12.01	5.29	63.4	26.5	129	268	55.3	2.2	10610	170	335
PM19-54	0.0093	9.7	0.101	1.27	3.06	0.611	13.38	4.57	53.1	18.62	81.4	153.6	30.3	1.57	9420	32.3	62.2
PM19-55	16.7	69	4.1	18.8	5.5	1.46	20.5	6.81	81.3	33.8	165	375	81.3	3.58	9540	212	195.5
PM19-56	30.5	95	10.33	50.6	12.8	4.08	22.1	5.68	63.8	24.3	115	245.9	50.7	1.98	10110	113	150.7
PM19-57	-0.000000793	0.427	0.017	0.134	0.65	0.134	9.85	6.95	106.3	38.8	150	214.6	36.9	1.5	13240	8.02	880
PM19-58	0.042	1.7	0.179	2.73	5.44	0.317	29.8	9.94	111.3	38.7	162	270	51.9	0.63	8600	61	103
PM19-59	-0.000000657	9.65	0.025	0.49	2.09	0.298	12.2	5.86	86.1	39.9	207	589	126	5.96	12220	93.4	1556
PM19-60	-0.000000792	0.803	0.096	1.44	4.59	0.085	42.7	20.59	292	124.3	606	1					

Table 4 (continued)

zircon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
PM19-62	-0.000000747	31.3	0.055	1.09	3.81	0.62	24.3	9.53	119.4	48.8	228	462	93.3	5.22	11560	194	410
PM19-63	0.011	4.85	0.122	1.45	5.4	0.316	40.1	19.7	281	118.6	594	1327	259	3.58	14580	101	712
PM19-64	0.021	0.74	0.044	0.23	0.28	0.1	4.65	3.1	56.8	26.4	137	356	75	1.26	13740	10.9	785
PM19-65	0.027	64	0.099	1.89	5.25	1.64	30.4	11.32	138.1	55.2	264	584	124.9	5.68	11220	1251	1100
PM19-66	0.017	6.42	0.109	1.85	3.56	0.48	16.7	5.44	64.1	23.4	103	206	41.9	1.92	11530	44.6	390
PM19-67	0.0084	0.65	0.03	0.133	0.55	0.226	6.61	4.22	67.1	26	108	181	29.9	0.86	13070	15.2	542
PM19-68	0.016	1.97	0.242	4.37	10.3	0.418	55.5	18.3	206	73.8	321	577	109.5	0.9	12840	121	508
PM19-69	0.035	9.13	0.127	2.28	4.12	0.91	24.2	8.37	104.8	38.9	182	359	69.8	4.91	10930	139	402
PM19-70	5.4	25.9	1.69	7.5	3.84	0.72	16.7	6.15	77.2	31.5	154	346	76.8	1.31	9400	64.4	102.8
PM19-71	-0.000000547	0.74	0.075	0.87	3.8	0.064	33.9	14.08	193	76.8	350	670	129.5	1.13	11500	44.6	292.4
PM19-72	-0.00000069	4.16	0.042	0.72	3.19	0.165	23.6	10.13	136.3	56.7	278	624	133.5	4.79	13420	49.9	511.7
PM19-73	-0.000000585	28.6	0.091	1.15	2.93	0.38	15.27	5.7	68.3	27	130	265	53.7	2.49	10280	89	144.3
PM19-74	13.3	57.8	4.25	23.9	20.2	2.08	86	26.9	299	103	427	682	132	3.67	7040	412	389
PM19-75	0.106	46	0.128	1.88	5.04	1.31	32.8	13.12	171.6	70.4	337	696	147.6	4.56	9950	363	390
PM19-76	0.096	14.82	0.184	3.04	6.22	0.87	32.9	11.22	132.1	49	221	403	78.4	1.77	9940	232	348.2
PM19-77	0.68	15.3	0.229	3.22	3.32	1.41	14.7	4.54	52.8	20.8	97.9	234	50.7	1.07	8720	113	90.1
PM19-78	-0.000000543	5.38	0.035	0.153	0.38	0.229	1.57	0.776	9.87	4.58	27.3	94	26.3	0.87	10760	23.4	348
PM19-79	0.08	13.9	0.052	0.57	1.58	0.355	12.11	5.17	74.8	34.4	183	494	114.9	3.74	11230	218	707
PM19-80	0.036	74.3	0.115	2.12	4.07	1.46	24.5	8.24	104.4	41.4	205	479	108.1	9.12	12500	999	888
PM19-81	0.022	24.9	0.108	1.41	3.41	0.98	23.7	9.03	119.6	48.4	245	546	117.7	2.55	9370	229	227
PM19-82	-0.000000049	29.3	0.108	1.64	4.21	0.322	25.9	9.57	123.8	49.1	226	440	86.5	9.56	10810	183	241
PM19-83	10.2	50.6	3.4	15.6	6.1	0.58	23.9	9.22	121.4	50.3	250	558	115.7	6.26	10660	542	1198
PM19-84	-0.000000432	13.61	0.08	0.69	1.43	0.4	12.9	4.94	69.1	30.3	155	396	91.6	1.52	11940	182	351.7
PM19-85	0.017	15.34	0.081	1.13	2.72	0.589	14.2	4.89	64.4	26.2	127	283	61.6	1.37	10530	123	186
PM19-86	0.0092	24.4	0.064	0.82	1.64	0.481	9.19	3.32	42.8	18.19	94.6	253	59.5	2.66	10800	214	463
PM19-87	0.086	29.6	0.093	0.87	1.93	0.81	11.81	3.93	50.4	19.2	90.2	187	39.2	2.38	8110	145	174
PM19-88	-0.000000406	10.12	0.218	3.87	7.64	0.329	40.5	13.42	159.4	59.4	255	436	83.2	3.13	9980	123	249.3
PM19-89	-0.000000458	18.37	0.178	2.31	6.3	0.17	31.2	11.13	133.7	51	225	405	76.7	7.21	9760	194	473
PM19-90	0.55	8.5	0.653	5.29	6.08	3.37	29.6	10.15	118.2	42	179	347	69.2	4.11	11290	111	313.7
PM19-91	0.29	2.6	0.131	0.99	1.54	0.122	9.49	3.99	56.6	23.7	117	262	54.8	1.38	11300	44.9	274
PM19-92	-0.000000386	11.44	0.101	2.1	4.99	0.178	30.2	11.47	148.2	59	263	494	96.4	3.97	11470	182	732.9
PM19-93	0.076	117.3	0.524	7.19	12.3	3.62	60.7	21.35	255.2	96.6	452	961	195.2	9.72	9330	1380	1190
PM19-94	0.239	25.1	0.206	2.57	6.17	1.76	42.1	15.3	196	74.8	342	657	133.7	5.33	7780	255	407
PM19-95	0.21	26.2	0.098	1.24	2.19	0.9	11.8	3.63	44.1	16.7	78.1	174.9	38.7	2.09	10940	247	199.9
PM19-96	0.033	16.58	0.053	0.75	1.81	0.283	11.38	4.51	59.1	25.1	130	314	68	2.73	10050	169	313
PM19-97	2.02	19.2	0.92	4.6	3.19	0.647	13.82	4.89	57.8	23.1	110	237.2	50.1	1.95	8750	83.9	132.2
PM19-98	0.157	39.6	0.106	1.2	2.73	0.317	19.5	8.05	109.3	45	225	504	110.6	14.3	12030	435	714
PM19-99	0.015	8.49	0.066	0.23	0.77	0.374	3.85	1.46	19.9	8.54	43.9	126.1	31.1	0.74	9270	14.2	44.1
PM19-100	0.025	40.3	0.237	3.38	7.4	2.69	34.8	12.2	153	61.8	289	603	128	2.84	8120	211	164

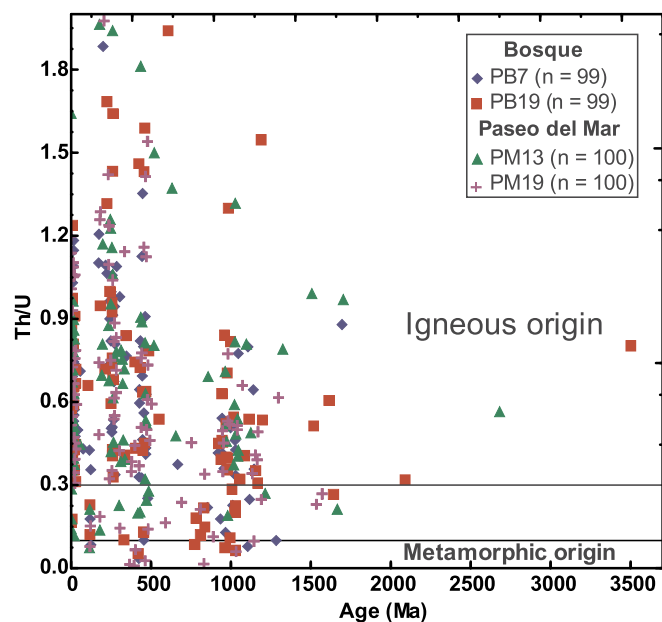


Fig. 9. Bivariate plot of Th/U ratios versus U–Pb ages of the detrital zircons in the Bosque and Paseo del Mar coastal areas, Gulf of Mexico.

4.6.2. Paseo del Mar (PM)

200 zircons were analyzed, among them 169 yielded zircons with concordant ages. The youngest concordant zircon age is 0.1 ± 0.05 Ma

and the oldest is 1703 ± 34 Ma. The age distribution of zircons between samples PM13 and PM19 exhibit considerable similarity for Cenozoic ($n = 32$ and 26 , respectively), Mesozoic ($n = 15$ and 13 , respectively), Paleozoic ($n = 30$ and 34 , respectively), and Proterozoic (22 and 26 , respectively). Probability density plot also shows a distribution similar for PM13 and PM19, and high peaks are identified at 7.5–21.6 Ma (Miocene), 255–284 Ma (Permian), and 444–481 Ma (Ordovician) (Fig. 12E, F, G, and H).

5. Discussion

5.1. Weathering and sediment recycling

The chemical composition of detrital sediments is useful to measure the intensity of weathering (Yang and Du, 2017; Maftei et al., 2018; Pang et al., 2018; Papadopoulos, 2019; Sang et al., 2018; Barros dos Santos et al., 2019). There are several weathering indices, which incorporate major element concentrations, for example, Chemical Index Alteration ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$; Nesbitt and Young 1982), Chemical Index of Weathering ($CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)] \times 100$; Harnois, 1988), and Plagioclase Index of Alteration ($PIA = [Al_2O_3 - K_2O / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)] \times 100$; Fedo et al., 1995), which are widely used to deduce the intensity of weathering of detrital sediments (Anaya-Gregorio et al., 2018; Armstrong-Altrin et al., 2018; Hernández-Hinojosa et al., 2018). In these indices, CaO^* indicate the content of CaO in silicates only. As a consequence that Ca is derived from inorganic carbon and Na content may be associated with sea salt. The Ca content in silicate fraction was detected by the equation: $Ca =$

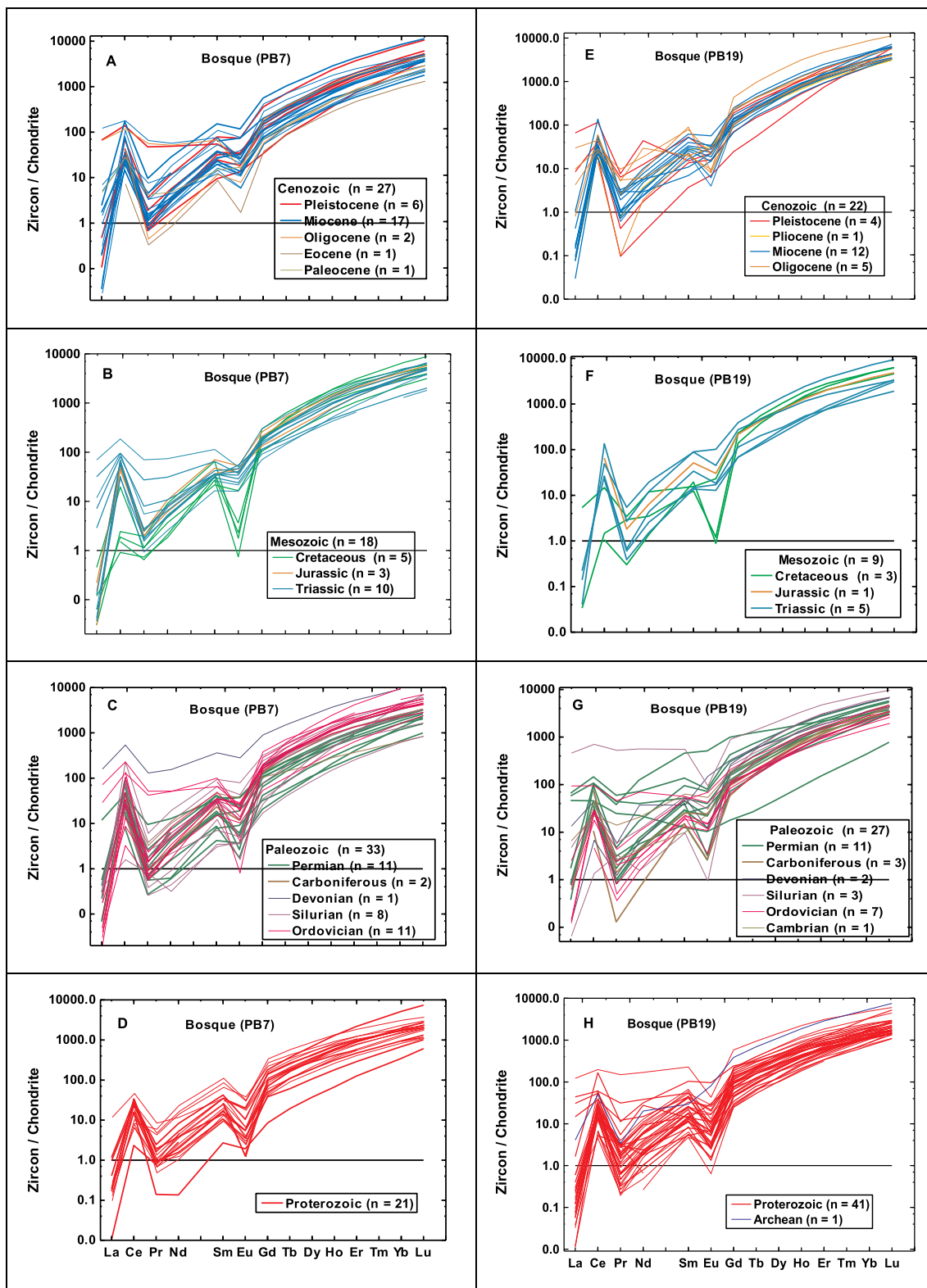


Fig. 10. Chondrite-normalized REE patterns of detrital zircons from the Bosque coastal area (A) Cenozoic, (B) Paleozoic, (C) Mesozoic, and (D) Proterozoic for sample PB7 and (E) Cenozoic, (F) Paleozoic, (G) Mesozoic, and (H) Proterozoic for PB19. The chondrite values are from Taylor and McLennan (1985).

$CaO_t - CaO_{trg}$ and $CaO_{trg} = Al_2O_{3t} \times (CaO/Al_2O_3)_{UCC}$, where “t” = the total abundance in the sample and “trg” = terrigenous. In the same way, excess Na (Na_{excess}) in coastal sediments was calculated by the equation $Na_{excess} = (Na_2O \times 0.7419) - (0.1 \times Al_2O_3 \times 0.5292)$, where Na_{excess} is the pore water salt component of Na (Murray and Leinen, 1996; Armstrong-Altrin and Machain-Castillo, 2016). According

to Nesbitt and Young (1982), the CIA, CIW, and PIA values ~ 50 indicate low weathering and the values increase if intensity of weathering is high. The calculated CIA, CIW, and PIA values of PB are 55, 64, and 57, respectively (Table 2). These values indicate a moderate intensity of chemical weathering in the source area. The very low CIA, CIW, and PIA values in PM are due to the enrichment of CaO content (48 ± 3.6 ;

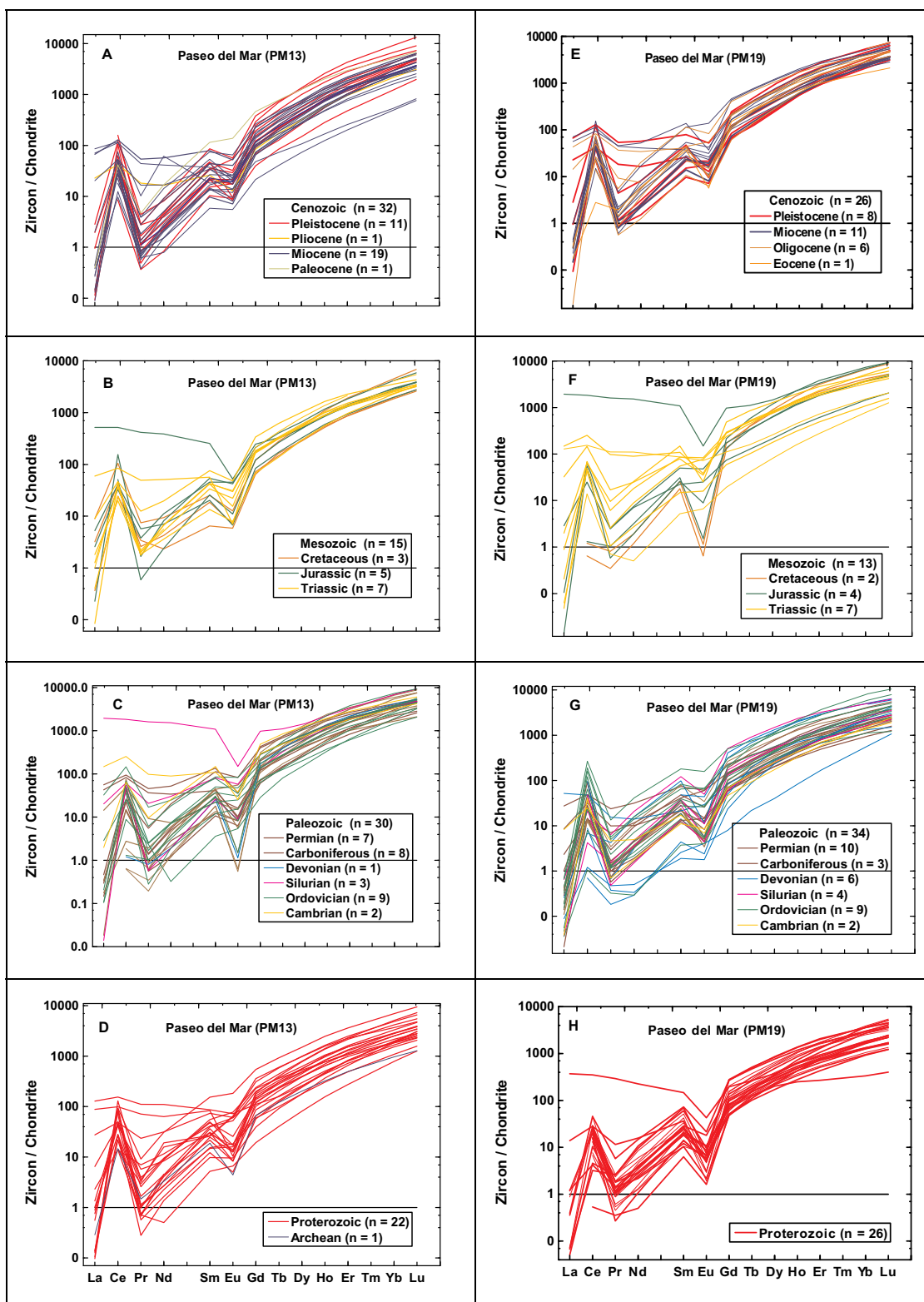


Fig. 11. Chondrite-normalized REE patterns of detrital zircons from the Paseo del Mar coastal area (A) Cenozoic, (B) Paleozoic, (C) Mesozoic, and (D) Proterozoic for sample PM13 and (E) Cenozoic, (F) Paleozoic, (G) Mesozoic, and (H) Proterozoic for PM19.

Table 2), hence, the weathering characteristics of PM sediments are not discussed (Table 2).

On the other hand, index of compositional variability (ICV = [(CaO + K₂O + Na₂O + Fe₂O_{3(t)} + MgO + MnO + TiO₂)/Al₂O₃]; Cox et al., 1995), where Fe₂O_{3(t)} represents total iron, is another method commonly used in various studies to infer sediment

recycling (Armstrong-Altrin et al., 2014, 2017; Ramos-Vázquez et al., 2017; Nagarajan et al., 2007, 2017; Zaid, 2017; Taheri et al., 2018; Spalletti et al., 2019). According to Cox et al. (1995), the ICV value is > 1 in little-weathered sediments rich in detrital minerals like pyroxene and feldspar and it is < 1 in highly-weathered fine-grained sediments like clay. The ICV values for the PB (~1.3) also reveal a low

Table 5

Average of representative zircon U–Pb age groups (%) in Bosque (PB) and Paseo del Mar (PM) coastal sediments, southwestern Gulf of Mexico (Refer [Supplementary Table S1](#) for complete data).

Age range	PB7 (n = 99)	PB19 (n = 99)	PM13 (n = 100)	PM19 (n = 100)
Pleistocene (0.01–2.58 Ma)	6	4	11	19
Pliocene (2.6–5.33 Ma)	–	1	1	–
Miocene (5.4–23 Ma)	17	12	19	11
Oligocene (23.1–33.9 Ma)	2	5	–	6
Eocene (34–56 Ma)	1	–	–	1
Paleocene (56.1–66 Ma)	1	–	1	–
Cretaceous (66.1–145 Ma)	5	3	3	2
Jurassic (145.2–201.3 Ma)	3	1	5	4
Triassic (201.4–254.3 Ma)	10	5	7	7
Permian (254.3–298.9 Ma)	11	11	7	10
Carboniferous (299–358.9 Ma)	2	3	8	3
Devonian (359–419.2 Ma)	1	2	1	6
Silurian (419.3–443.4 Ma)	8	3	3	4
Ordovician (443.4–485.4 Ma)	11	7	9	9
Cambrian (485.5–541 Ma)	–	1	2	2
Neoproterozoic (541.2–1000 Ma)	9	24	7	13
Mesoproterozoic (1000.1–1600 Ma)	11	13	13	13
Paleoproterozoic (1600.1–2500 Ma)	1	4	2	–
Archean (>2.5 Ga)	–	1	1	–

weathering intensity in the source area (Table 2). The ICV value for the PM sediments is not discussed, because the abnormal enrichment of CaO content (48 ± 3.6 ; Table 2) may lead to misinterpretation; we assume that the carbonate skeletons formed locally within the coastal area increased the CaO content in bulk sediment composition. The enrichment of carbonate fragments in sediments along the coastal areas in the southwestern region of the Gulf of Mexico is also documented in various studies (Carvalho et al., 2009; Paull et al., 2014; Kasper-Zubillaga et al., 2019).

The relative abundance of zircon and recycling of sediments can be detected by the Th/Sc and Zr/Sc ratio values, which are directly proportional to the effect of recycling (Hossain et al., 2017). The Zr/Sc ratio of this study varies from ~ 8.2 to 15.7 for PB and from ~ 9.3 to 66.9 for PM. Th/U ratios vary from ~ 1.6 to 3.1 and ~ 1.5 to 2.5 for the PB and PM sediments, respectively, which are lower than that of the average UCC values, indicating low recycling (UCC = ~ 3.8).

5.2. Sediment provenance

The provenance discrimination diagram based on major element concentrations indicated the felsic and intermediate provenances for the PB and PM coastal sediments, respectively (Roser and Korsch, 1988, Fig. 13). Among other trace elements the concentrations of Cr and Ni in siliciclastic sediments have been used as an indicator of source rocks (Garver et al., 1996). Numerous studies indicated that high concentrations of Cr and Ni are associated with sediments derived from mafic rocks and/or with mafic minerals (Armstrong-Altrin et al., 2004; Akkoca and Karataş, 2019; Gabriel et al., 2019; Ndjigui et al., 2019). In this study, the upper continental crust normalized values for PB are enriched in Cr and Ni, while PM is depleted in Ni content (Fig. 6). It seems that PB might contain more quantity of sediments derived from mafic rocks than PM. In addition, we constructed the Ni–Th*10–V ternary diagram, in which the average composition of source rocks as well as the river sediments from the southern part of the Gulf of Mexico is also included for comparison. This comparison revealed the influence of felsic and mafic rocks as possible source rocks for the PB sediments (Bracciali et al., 2007, Fig. 14). However, it is also noted that the average compositions of river sediments are enriched in V content. Similarly, the combination of negative and positive europium anomalies in the chondrite normalized REE plot for the PB and PM sediments is also suggesting a heterogeneous provenance (Fig. 7).

5.3. Detrital zircon provenance

Zircon is a common accessory mineral, which is resistant to high temperature and corrosion; hence it is highly suitable for provenance studies (Belousova et al., 2002; Li et al., 2019). In general, zircons can be derived from different rock types, such as kimberlites, lamproites, basalts, carbonatites, dolerites, granitoids, syenites, and pegmatites. In order to investigate zircon provenance, Belousova et al. (2002) proposed various discrimination diagrams, which are based on the trace element concentrations like Y, U, and Hf.

In this study, to infer the source of PB and PM zircons, we selected the discrimination diagrams of Y versus U, and Hf versus Y, which consists distinct fields for various rock types (Fig. 15 A and B, respectively). On the Y versus U plot, most of the zircons plotted in the field assigned for granitoids, which reveals that the zircons were derived from an igneous origin (Fig. 15 A). On the Hf versus Y plot the PB and PM zircons are plotted in the fields II, III, and IV, indicating the derivation of zircons by the combination of mafic and felsic rocks (Fig. 15 B). This interpretation is also consistent with the chondrite normalized REE patterns of the bulk sediments.

In addition, to infer the zircon provenance, also we compared the U–Pb age data of this study with the potential source terranes located in the southwestern part of the Gulf of Mexico (Fig. 2). First, we compared the zircon ages of this study with the Chuacuc metamorphic complex from central Guatemala, which represents three tectonic events i.e., Ordovician (~ 443 – 488 Ma), Triassic (~ 251 – 199 Ma), and upper Cretaceous (~ 65 – 99 Ma) (Solarí et al., 2011). The second probable source terrane refers to the Santa Rosa Formation, Chiapas State, which composed of sedimentary rocks that correlate with the Santa Rosa group of Guatemala and Belize (Weber et al., 2006). The zircons analyzed from the Santa Rosa Formation were from sandstones, in which the youngest population is identified as Silurian age ~ 420 Ma, most of the zircons belong to the Pan-African-Brazilian orogenic cycle (~ 500 – 700 Ma), and other smaller age populations are Proterozoic (~ 820 – 2200 Ma) and Archean (~ 2700 – 3100 Ma) (Weber et al., 2006). The zircon populations with younger ages are in the range between ~ 331 and 341 Ma (Mississippian) and the ages of the lower and upper Santa Rosa Formations are similar indicating a continuous sedimentary sequence (Weber et al., 2009). The third terrane refers to the northern section of the Chiapas State, which also includes sedimentary rocks of younger ages (Paleocene - Eocene; ~ 65 – 33 Ma) that are strongly influenced by the Chiapas Massif Complex (CMC; Witt et al., 2012). The fourth terrane, which we considered is the Cuicateco terrane (CUI),

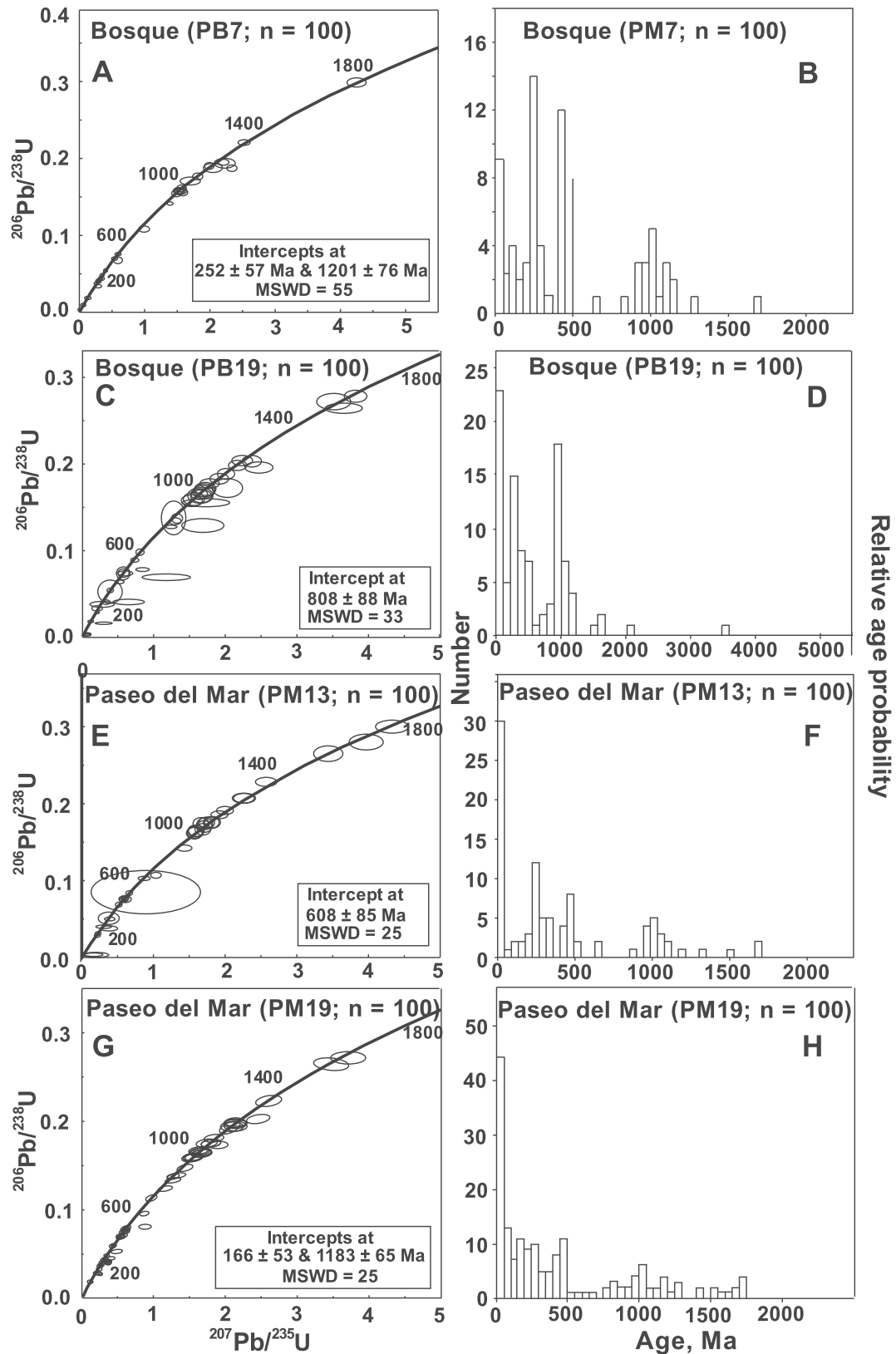


Fig. 12. U–Pb concordia diagrams (A, C, E, and G) and histograms (B, D, F, and H) showing relative age probability distribution of detrital zircons from the Bosque and Paseo del Mar coastal areas, Gulf of Mexico.

located at the Oaxaca State, which consists of a volcano sedimentary sequence. The dating of zircons from this terrane indicates a younger age of $65.7 \pm 1.2 \text{ Ma}$, while zircons belong to the Todos Santos Formation of the Cuicateco terrane are with Middle-Upper Triassic age

(~199–245 Ma). Based on the geochronological, structural, and petrographic data, Pérez-Gutiérrez et al. (2009) suggested that mafic volcanism and sedimentation of the Cuicateco terrane are closely related with the tectonic events during the late Cretaceous. Finally, we

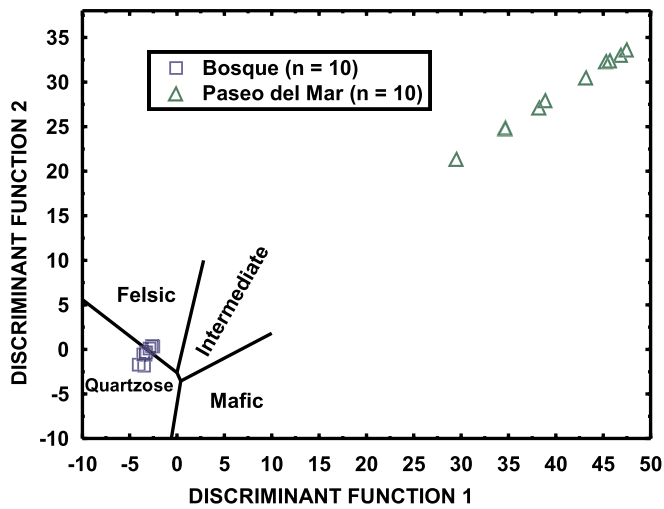


Fig. 13. Provenience discrimination diagram (Roser and Korsch, 1988). Discriminant Function 1 = $(-1.773 \text{TiO}_2) + (0.607 \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \text{MgO}) + (0.616 \text{CaO}) + (0.509 \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$; Discriminant Function 2 = $(0.445 \text{TiO}_2) + (0.070 \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \text{MgO}) + (0.438 \text{CaO}) + (1.475 \text{Na}_2\text{O}) + (1.426 \text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$.

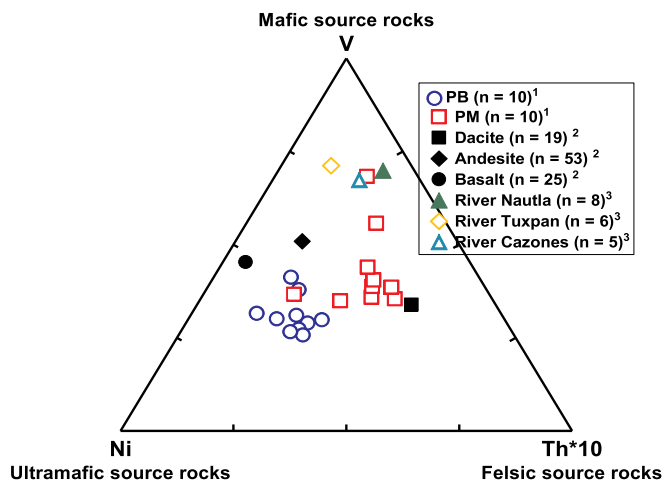


Fig. 14. Ni-Th*10-V ternary diagram for the Bosque (PB) and Paseo del Mar (PM) coastal sediments (after Bracciali et al., 2007). ¹ This study. ² The geochemistry data of source rocks (andesite, dacite, and basalt) located along the coastal areas, Gulf of Mexico were compiled from Verma (2000), Verma (2001), Rosales-Lagarde et al. (2005), and Carrasco-Núñez et al. (2005). ³ The average compositions of River sediments are compiled from Tapia-Fernandez (2013) and Natalhy-Pineda (2013).

compared the zircon ages of this study with the Tuxtla Volcanic Field (TVF), located in the coastal region of the southern Gulf of Mexico, Veracruz State. In TVF volcanism began nearly about 7 Ma and continued eruptions up to AD 1664 and 1793 (Nelson and González-Caver, 1992). The U–Pb zircon ages reported from the TVF vary between ~0.23 Ma and 63.9 Ma (Cantagrel and Robin, 1979; Nelson and González-Caver, 1992; Verma et al., 2016).

Our age comparison study reveals that the Chiapas Massive (CMC) and Chuacus Complexes are the source terranes, which contributed sediments to the PB coastal area; it is due to the fact that the Paleozoic and Proterozoic zircons are more dominant in PB (Fig. 16A, B, C, and

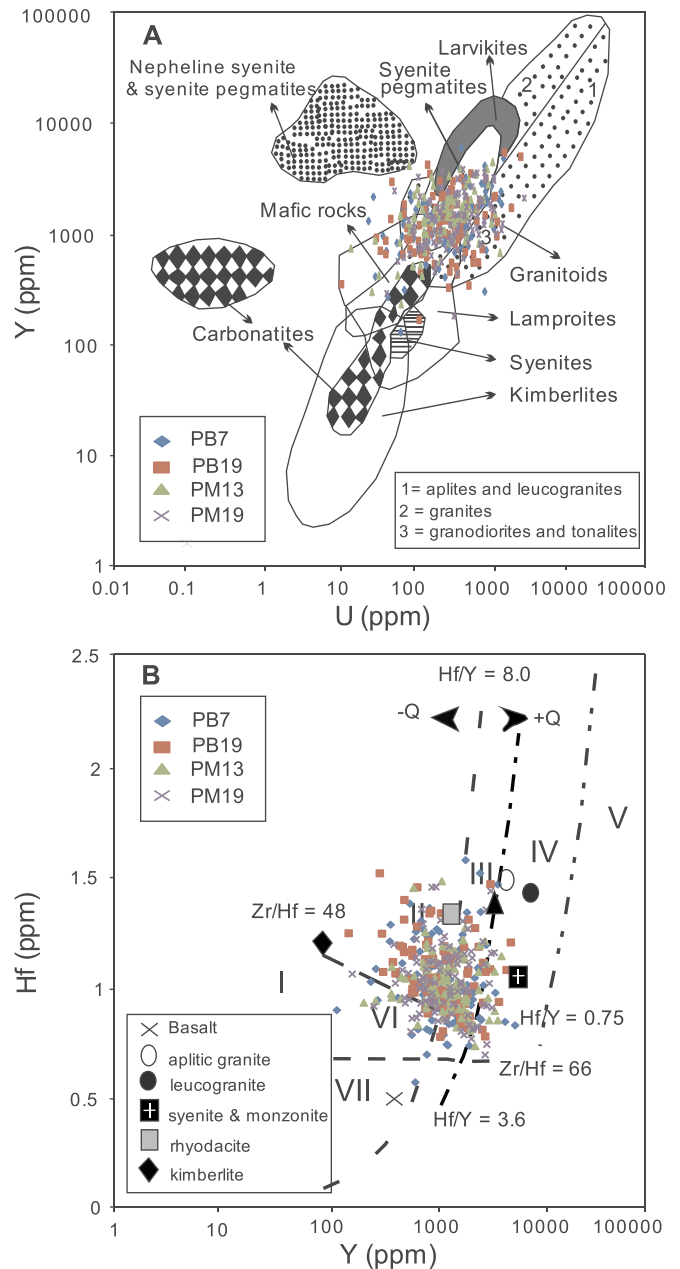


Fig. 15. Bivariate plots for the detrital zircons from Bosque and Paseo del Mar coastal areas, Gulf of Mexico. A) Y versus U, fields are after Belousova et al. (2002) and B) Hf versus Y, fields after Shnukov et al. (1989). I = kimberlites, II = ultramafic, mafic and intermediate rocks, III = quartz-bearing intermediate and felsic rocks, IV = felsic rocks with high SiO₂ content, V = greisens, VI = alkaline rocks and alkaline metasomatites of alkaline complexes, and VII = carbonatites.

D). The CMC consists of igneous and metamorphic rocks with heterogeneous in composition, which is varying from granite, diorite to gabbro types (Cisneros de León, 2015). Due to the predominance of granites, it is also called Batholith of Chiapas (Pompa-Mera, 2009). The meta-igneous unit of the Chuacus complex is composed of granitic gneisses with different degrees of deformation (Ortega-Gutiérrez et al., 2004; Ortiz-Joya, 2017; Maldonado-Villanueva, 2018).

On the other hand, Cenozoic zircons are dominated in PM, which

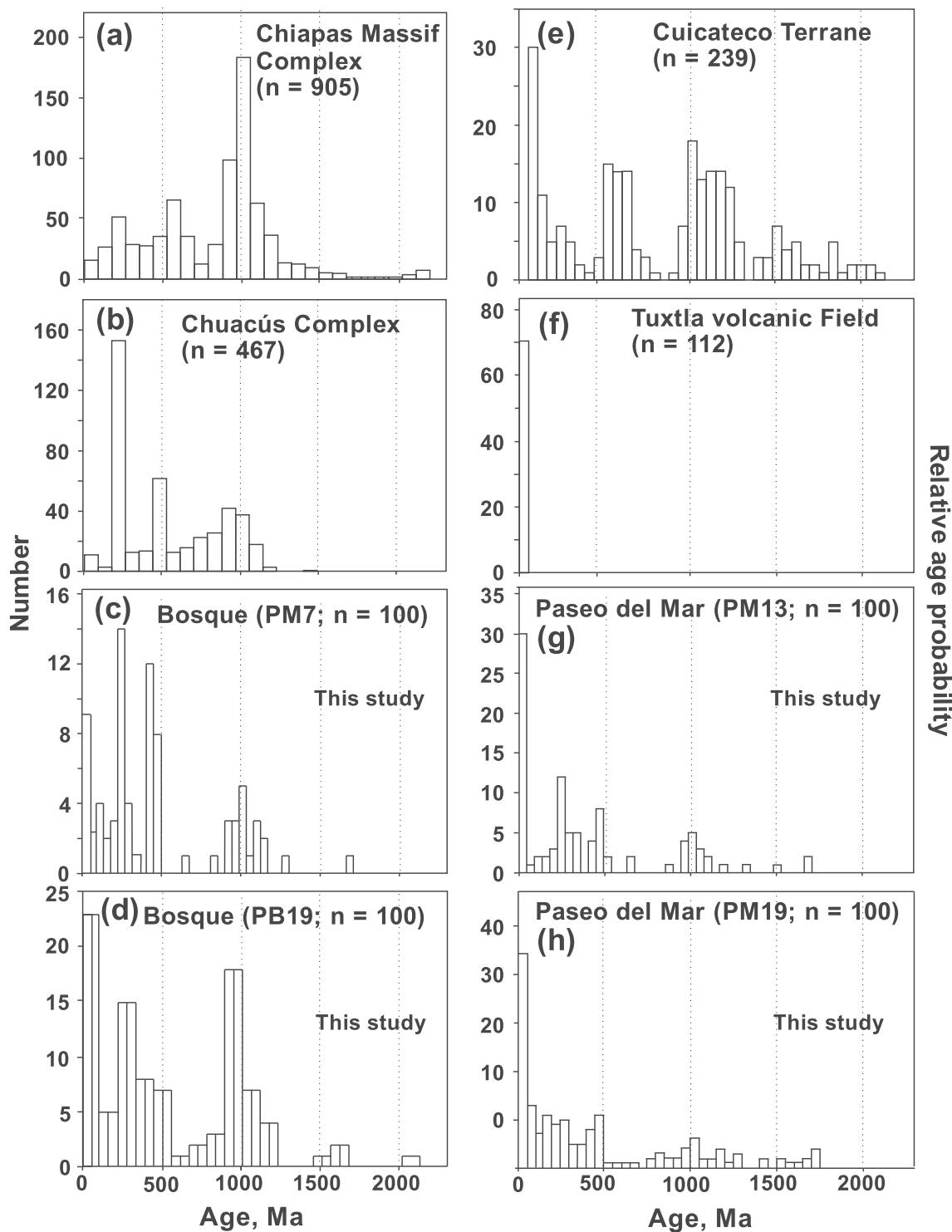


Fig. 16. Comparison of Bosque and Paseo del Mar detrital zircon age populations with potential source terranes: A) Chiapas massive Complex (CMC), B) Chuacús Complex, C) and D) Bosque (this study), E) Cuicateco terrane (CUI), F) Tuxtla Volcanic Field (TVF) from the Eastern Alkaline Province, G) and H) Paseo del Mar (this study). U–Pb zircon age data are compiled from: [Weber et al. \(2006, 2008, 2009\)](#), [Witt et al. \(2012\)](#), [Solari et al. \(2011\)](#), [Pérez-Gutiérrez et al. \(2009\)](#), [Cantagrel and Robin \(1979\)](#), and [Nelson and González-Caver \(1992\)](#). n = number of samples.

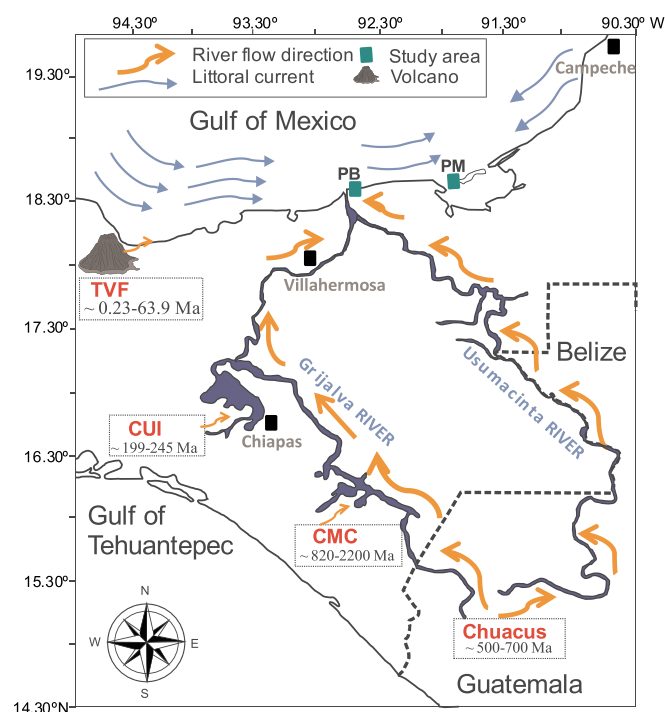


Fig. 17. Simplified map showing Grijalva and Usumacinta Rivers. The coastal currents illustrated in the map are modified from Salas-de-León et al. (2008). The potential source areas, which supplied zircons to the coastal areas, are Tuxtla Volcanic Field (TVF; Cantagrel and Robin, 1979; Nelson and González-Caver, 1992; Verma et al., 2016), Cuicateco (CUI; Pérez-Gutiérrez et al., 2009), Chiapas Massive Complex (CMC; Witt et al., 2012), and Chuacús metamorphic complex (Solarí et al., 2011).

corresponds to the Cuicateco terrane (CUI) and TVF (Fig. 16E, F, G, and H). The CUI consists of conglomerates with clasts of granite and andesite of felsic and intermediate compositions (Angeles-Moreno, 2006). Similarly, the TVF consists of alkali basalts, hawaiites with less common calc-alkaline basaltic andesite and andesite types (Verma et al., 2016). Although Cuicateco terrane and TVF are not located within the limits of the Grijalva-Usumacinta River basin, we believe that the concentration of Cenozoic zircons in PM could be partly transported by the influence of littoral currents, which is briefly illustrated in Fig. 17. The provenance information inferred from the zircon U–Pb ages is consistent with the bulk sediment composition.

6. Statistical analysis

The one way ANOVA analysis is applied to observe the possible differences between the PB and PM (Wilcox, 2003). The zircon age data was classified as four groups, according to ANOVA the source of four groups is not same, if the mean values are different (Verma, 2005). The results show that the mean value of at least one group is different (Fig. 18; Table 6). The ANOVA test indicates that the zircon ages are different for PB7 and PB19, low and high, respectively, whereas it is similar for the PM13 and PM19 zircons (Table 7). It reveals that at least one group is different; the Tukey-Kramer test was performed to know which group makes the difference (Driscoll, 1996). The result indicates that PB19 is different to PB7, PM13 and PM19 (Table 7). Hence, it is

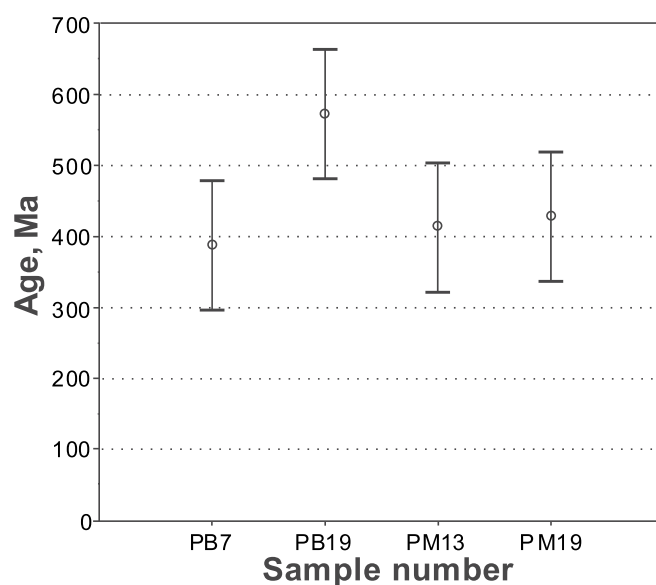


Fig. 18. Plot showing results obtained from Tukey Test, which reveals that the detrital zircon ages of sample PB19 are significantly different from other samples (PB7, PM13, and PM19).

identified statistically that the source areas, which supplied zircons to the PB and PM coastal areas are different.

7. Conclusions

The compositional variation between the PB and PM coastal sediments is significant. The PB sediments are associated with detrital minerals like ilmenite, zircon, quartz, albite, cordierite, clinoclone, anorthite, muscovite, and actinolite, whereas PM is enriched with anorthite, calcite and aragonite. This variation in mineral assemblage between PB and PM is due to the combination of sediments derived from the coral reefs in the bank of Campeche. The CIA, CIW, and PIA weathering indices indicated a moderate intensity of weathering for PB sediments. The ICV index and $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio indicated low compositional maturity for the PB sediments. The trace element concentrations, chondrite normalized REE patterns, and Eu anomalies indicated that the source rocks, which supplied sediments to the PB and PM are heterogeneous with felsic and mafic rock types.

Th/U ratio of the PB and PM zircons revealed that the zircons are mainly of igneous origin. The chondrite-normalized REE patterns of zircons are with positive Ce and negative Eu anomalies, with an enrichment of LREE relative to HREE, suggesting that the zircons are predominantly of magmatic origin. The PB sediments are associated with Proterozoic and Paleozoic zircons, indicating that the Chiapas Massive Complex (CMC) and Chuacús terrane are the potential source terranes, which contributed sediments to the PB area. The PM sediments are dominated with Cenozoic zircons, which derived from the Cuicateco terrane and Tuxtla Volcanic Field (TVF). The findings of this study suggest that although the coastal sediments are distributed and mixed by wave energy and coastal currents, the combination of bulk sediment composition, zircon chemistry, and zircon U–Pb ages is the most reliable technique to discriminate sediment sources.

Table 6

The results obtained by ANOVA showing that PB19 is different from other samples.

Sample	Mean	Std. Er.	−95%	+95%
PB7 (n = 99)	387.5729	46.23642	296.6720	478.4739
PB19 (n = 99)	572.1465	46.23642	481.2456	663.0474
PM13 (n = 100)	412.8697	46.00465	322.4244	503.3150
PM19 (n = 100)	428.0011	46.00465	337.5558	518.4464

PB = Bosque; PM = Paseo del Mar.

Table 7

Statistical parameters for the Bosque (PB) and Paseo del Mar (PM) zircons.

ANOVA					
Effect	Sum of squares	DF	MS	F	p
Intercept	80645827.6	1	80645827.6	381.05	0.000000
Groups	2049135.08	3	683045.02	3.2273	0.022525
Error	83387266.2	394	211642.81	–	–
Tukey Test					
	PB7 (n = 99)	PB19 (n = 99)	PM13 (n = 100)	PM19 (n = 100)	
PB7 (n = 99)	–	0.024605	0.98	0.92	
PB19 (n = 99)	0.024605	–	0.07	0.12	
PM13 (n = 100)	0.98	0.069	–	0.99	
PM19 (n = 100)	0.92	0.120	0.99	–	

Approximate Probabilities for Post Hoc Test Error: MS = 2116E2, df. = 394.

Conflict of interest declaration

The authors have no conflict of interest to declare.

Acknowledgements

Ramos-Vázquez is thankful to the Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología (PCML) postgraduate program and to Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) for a doctoral fellowship (No. 595593/308610). Armstrong-Altrín acknowledge the financial assistance provided by the CONACYT project (no: A1-S-21287) for sample collection and analysis. We extend our sincere thanks to Susana Santiago-Perez and Arturo Ronquillo Arvizu for their assistance during sample separation. Special thanks are extended to Rufino L. SantaCruz, Patricia Girón García, Carlos Linares-López, and Teodoro Hernández Treviño for their laboratory assistance during XRF, XRD, SEM-EDS analysis, and zircon separation, respectively. Dr. Luigi Solari, Harim Arvizu Gutiérrez, and Carlos Ortega-Obrégón from the Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, helped for U–Pb zircon dating. This research work was also financially supported by the Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) project (no: IN106117) approved to Armstrong-Altrín. We are also grateful to the ICML- Institutional project (no. 616) for provided transportation facilities along the Gulf of Mexico coastal areas. We are grateful to the Editor E. Le Pera and two anonymous reviewers for their constructive comments, which significantly improved our presentation. Technical Editing by Shireen Sultana is highly appreciated.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.07.032>.

References

Akkoca, D.B., Karataş, O., 2019. The geochemical composition of the Palu Formation from the Palu-Uluova basin, Elazığ, Eastern Anatolia (Turkey): implication of source

- area, weathering, and tectonic setting. *J. Afr. Earth Sci.* 151, 472–489.
- Albardeiro, L., Pereira, M.F., Gama, C., Chichorro, M., Hofmann, M., Linnemann, U., 2014. Provenance study of Pliocene-Pleistocene sands on ancient detrital zircons (Alvalade Basin, SW Iberian Atlantic coast). *Sediment. Geol.* 307, 47–58.
- Anaya-Gregorio, A., Armstrong-Altrín, J.S., Machain-Castillo, M.L., Montiel-García, P.C., Ramos-Vázquez, M.A., 2018. Textural and geochemical characteristics of late Pleistocene to Holocene fine-grained deep-sea sediment cores (GM6 and GM7), recovered from southwestern Gulf of Mexico. *J. Palaeogeogr.* 7 (3), 253–271.
- Angeles-Moreno, E., 2006. Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, Estado de Oaxaca, México. MSc tesis. Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City.
- Armstrong-Altrín, J.S., 2009. Provenance of sands from cazones, acapulco, and bahía kino beaches, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 26 (3), 764–782.
- Armstrong-Altrín, J.S., 2015. Evaluation of two multidimensional discrimination diagrams from beach and deep-sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *Int. Geol. Rev.* 57 (11–12), 1446–1461.
- Armstrong-Altrín, J.S., Nataly-Pineda, O., 2014. Microtextures of detrital sand grains from the Tecolutla, Nautla, and Veracruz beaches, western Gulf of Mexico, Mexico: implications for depositional environment and palaeoclimate. *Arab. J. Geosci.* 7, 4321–4333.
- Armstrong-Altrín, J.S., Machain-Castillo, M.L., 2016. Mineralogy, geochemistry, and radiocarbon ages of deep sea sediments from the Gulf of Mexico, Mexico. *J. South Am. Earth Sci.* 71, 182–200.
- Armstrong-Altrín, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *J. Sediment. Res.* 74, 285–297.
- Armstrong-Altrín, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Garcia, D., Eby, N., Balam, V., Cruz-Ortiz, N.L., 2012. Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: implication for provenance. *Chem. Erde Geochem.* 72, 345–362.
- Armstrong-Altrín, J.S., Nagarajan, R., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Córdoba-Saldaña, L.P., 2014. Geochemistry of sands along the san nicolás and san Carlos beaches, Gulf of California, Mexico: implication for provenance. *Turk. J. Earth Sci.* 23, 533–558.
- Armstrong-Altrín, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Trejo-Ramírez, E., 2017. Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: implications for palaeoweathering, provenance, and tectonic setting. *Geol. J.* 52, 559–582.
- Armstrong-Altrín, J.S., Ramos-Vázquez, M.A., Zavala-León, A.C., Montiel-García, P.C., 2018. Provenance discrimination between Atasta and Alvarado beach sands, western Gulf of Mexico, Mexico: constraints from detrital zircon chemistry and U–Pb geochronology. *Geol. J.* 53, 2824–2848.
- Banerjee, S., Bansal, U., Thorat, A., 2016. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition. *J. Palaeogeogr.* 5, 43–71.
- Bansal, U., Banerjee, S., Ruidas, D.K., Pande, K., 2018. Origin and geochemical characterization of the glauconites in the upper cretaceous lameta formation, narmada basin, central India. *J. Palaeogeogr.* 7 (2), 99–116.
- Barros dos Santos, J.C., Le Pera, E., Souza de Oliveira, C., Severino de Souza Júnior, V., Fabrício de Araújo, P., Correa, M.M., Carlos de Azevedo, A., 2019. Impact of weathering on REE distribution in soil-saprolite profiles developed on orthogneisses in Borborema Province, NE Brazil. *Geoderma* 347, 103–117.
- Basu, A., Bickford, M.E., Deasy, R., 2016. Inferring tectonic provenance of siliciclastic rocks from their chemical compositions: a dissent. *Sediment. Geol.* 336, 26–35.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 602–622.
- Bracciali, L., Marroni, M., Pandolfi, L., Rocchi, S., 2007. Geochemistry and petrography of western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. In: In: Arribas, J., Critelli, S., Johnson, M.J. (Eds.), *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*, vol. 420. Geological Society of America, Special Paper, pp. 73–93.
- Bukalo, N., Ekosse, G.I., Odiyo, J., Ogola, J., 2018. U/Pb LA-SF-ICP-MS dating of detrital zircons in cretaceous-tertiary kaolins in the dovala sub-basin, Cameroon: a neoproterozoic provenance. *J. Afr. Earth Sci.* 147, 554–568.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., 1979. K–Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 99–114.
- Capaldi, T.N., Horton, B.K., McKenzie, N.R., Stockli, D.F., Odlum, M.L., 2017. Sediment provenance in contractional orogens: the detrital zircon record from modern rivers in the Andean fold-thrust belt and foreland basin of western Argentina. *Earth Planet. Sci. Lett.* 479, 83–97.
- Carranza-Edwards, A., Centeno-García, E., Rosales-Hoz, L., Cruz, R.L.-S., 2001. Provenance of beach gray sands from western México. *J. South Am. Earth Sci.* 14, 291–305.
- Carrasco-Núñez, G., Righter, K., Chesley, J., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J., 2005. Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 150 (4), 423–440.
- Carvalho, F.P., Villeneuve, J.P., Cattini, C., Rendón, J., Mota de Oliveira, J., 2009. Pesticide and PCB residues in the aquatic ecosystems of Laguna de Terminos, a protected area of the coast of Campeche, Mexico. *Chemosphere* 74, 988–995.
- Chaudhuri, A., Banerjee, S., Le Pera, E., 2018. Petrography of Middle Jurassic to early cretaceous sandstones in the kutch basin, western India: implications on provenance and basin evolution. *J. Palaeogeogr.* 7, 2.

- Cheng, F., Hong, H., Bae, C.J., Lid, Z., Thomas, J., Algeo, T.J., Huang, S., Cheng, L., Fang, Q., 2018. Geochemical and detrital zircon U-Pb geochronological constraints on provenance of the Xiaomei red earth sediments (Bose Basin, Guangxi Province, southern China). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 510, 49–62.
- Cisneros de León, A.O., 2015. Petrogénesis de la anortosita Mariscal-Soconusco y rocas asociadas en el Complejo Macizo de Chiapas. Tesis de Maestría, UNAM.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and base-metal composition on evolution of mud rock chemistry in the southwestern United States. *Geochem. Cosmochim. Acta* 59, 2919–2940.
- Cullers, R.L., Bock, B., Guidotti, C., 1997. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: redistribution of the rare earth elements. *Geochem. Cosmochim. Acta* 61, 1847–1861.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian - Permian age, Colorado, U.S.A.: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181–203.
- Day, J.W., Yañez-Arancibia, A., Mitsch, W.J., Lara-Dominguez, A.L., Day, J.N., Ko, J.Y., Zarate-Lomeli, D., 2003. Using ecotechnology to address water quality wetland habitat loss problems in Mississippi basin: a hierarchical approach. *Biotechnol. Adv.* 22, 135–159.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, D, pp. 333–361.
- Driscoll, W.C., 1996. Robustness of the ANOVA and Tukey-Kramer Statistical Tests. *Comput. Ind. Eng.* 31, 265–268.
- Escalona-Álcázar, F.J., Solari, L., García y Barragán, J.C., Carrillo-Castillo, C., Bluhm-Gutiérrez, J., García-Sandoval, P., Nieto-Samaniego, A.F., Núñez-Peña, E.P., 2016. The Palaeocene-early Oligocene Zacatecas conglomerate, Mexico: sedimentology, detrital zircon U-Pb ages, and sandstone provenance. *Int. Geol. Rev.* 58 (7), 826–848.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleo-weathering conditions and provenance. *Geol.* 23, 921–924.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *J. Sediment. Petrol.* 27, 3–26.
- Fyhn, M.B.W., Thomsen, T.B., Keulen, N., Knudsen, C., Rizzi, M., Bojesen-Koefoed, J., Olivarius, M., Tri, T.V., Phach, P.V., Minh, N.Q., Abatzis, I., Nielsen, L.H., 2019. Detrital zircon ages and heavy mineral composition along the Gulf of Tonkin – Implication for sand provenance in the Yinggehai-Song and Qiongdongnan basins. *Mar. Pet. Geol.* 101, 162–179.
- Gabriel, N., Zacharie, E.B.A., John, E.T., David, D.Z., Hadjidjatou, B.D., Lionel, T.N., 2019. Geochemistry of Cretaceous fine-grained siliciclastic rocks from Upper Mundek and Logbadjeck Formations, Douala sub-basin, SW Cameroon: implications for weathering intensity, provenance, paleoclimate, redox condition, and tectonic setting. *J. Afr. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.02.021>.
- Garver, J.I., Royce, P.R., Smick, T.A., 1996. Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *J. Sediment. Res.* 66, 100–106.
- Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andó, S., Hahn, A., Huvi, J., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, M., Vezzoli, G., 2018. Dynamic uplift, recycling, and climate control on the petrology of passive-margin sand (Angola). *Sediment. Geol.* 375, 86–104.
- Gazzi, P., 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modense: Correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineral. Petrogr. Acta* 12, 69–97.
- Ghandour, I., Basaham, A., Hareedy, R., Manaa, A., Al-Rabaki, K., Bawahidi, K., 2019. Geochemistry of the Gulf of Aden beach sands, Al-Mukalla, Yemen: Provenance and tectonic setting implications. *Acta Geodyn. Geomater.* 16 (1), 55–69.
- Gong, H., Zhao, H., Xie, W., Kang, W., Zhang, R., Yang, L., Zhang, Y., Song, J., Zhang, Y., 2017. Tectono-thermal events of the North Qilian Orogenic Belt, NW China: Constraints from detrital zircon U-Pb ages of Heihe River sediments. *J. Asian Earth Sci.* 138, 647–656.
- Gonnea, M.E., Paytan, A., 2006. Phase associations of barium in marine sediments. *Mar. Chem.* 100, 124–213.
- Grajales-Nishimura, J.M., Ramos-Arias, M.A., Solari, L., Murillo-Muñetón, G., Centeno-García, E., Schaaf, P., Torres-Vargas, R., 2018. The Juchatengo complex: an upper-level ophiolite assemblage of late Paleozoic age in Oaxaca, southern Mexico. *Int. J. Earth Sci.* 107, 1005–1031.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.* 55, 319–322.
- Hernández-Hinojosa, V., Montiel-García, P.C., Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Kasper-Zubillaga, J.J., 2018. Textural and geochemical characteristics of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico. *Carpathian J. Earth Environ. Sci.* 13 (1), 161–174.
- Hossain, H.M.Z., Kawahata, H., Roser, B.P., Sampei, Y., Manaka, T., Otani, S., 2017. Geochemical characteristics of modern river sediments Myanmar and Thailand: implications for provenance and weathering. *Chem Erde-Geochem* 77, 443–458.
- Hu, G., Hu, W.-X., Cao, J., Yang, R.-F., Chen, H.-Y., Zhao, D.-F., Pang, Q., Wang, H.-Y., Tan, X.-C., 2017. The distribution, hydrocarbon potential, and development of the Lower Cretaceous black shales in coastal southeastern China. *J. Palaeogeogr.* 6 (4), 333–351.
- Jarvis, K.E., 1988. Inductively coupled plasma mass spectrometry: A new technique for the rapid or ultra-level determination of the rare-earth elements in geological materials. *Chem. Geol.* 68, 31–39.
- Jiang, X., Ling, M., Wua, K., Zhang, Z., Sun, W., Sui, Q., Xia, X., 2018. Insights into the origin of coexisting A1- and A2-type granites: Implications from zircon Hf-O isotopes of the Huayuangong intrusion in the Lower Yangtze River Belt, eastern China. *Lithos* 318–319, 230–243.
- Jian-Wu, L., Wei, Y., Gan-Lin, Z., Li-Dong, Z., Yong-Jian, J., Zi-Tong, G., 2013. Grain size evidence of multiple origins of red clays in the Jinhua-Quzhou Basin, South China. *Pedosphere* 23, 686–695.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Arellano-Torres, E., Armstrong-Altrin, J.S., 2019. Physical degradation and early diagenesis in foraminiferal tests after subaerial exposure in terrigenous-depleted beaches of Yucatan, Mexico. *Carbonate. Evaporite.* <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00485-4>.
- Li, C., Lyu, C., Chen, G., Zhang, G., Ma, M., Yang, H., Bi, G., 2019. Zircon U-Pb ages and REE composition constraints on the provenance of the continental slope-parallel submarine fan, western Qiongdongnan Basin, northern margin of the South China Sea. *Mar. Pet. Geol.* 102, 350–362.
- Lin, N.H., Guo, Y., Wai, S.N., Tamehe, L.S., Wu, Z., Naing, N.M., Zhang, J., 2019. Sedimentology and geochemistry of Middle Eocene-Lower Oligocene sandstones from the western Salin Sub-Basin, the Central Myanmar basin: Implications for provenance, source area weathering, paleo-oxidation and paleo-tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.* 173, 314–335.
- Liu, M., Hasi, E., Sun, Y., 2016. Variation in grain size and morphology of an inland parabolic dune during the incipient phase of stabilization in the Hobq Desert, China. *Sediment. Geol.* 337, 100–112.
- Liu, G., Donga, S., Chena, X., Cuica, J., 2017. Detrital zircon U-Pb dating of Suining Formation sandstone from the Daba Mountains, northeastern Sichuan and its stratigraphic implications. *Palaeoworld* 26, 380–395.
- Ludwig, K.L., 1998. On the treatment of concordant Uranium-Lead ages. *Geochem. Cosmochim. Acta* 62 (4), 665–676.
- Ludwig, K.R., 2003. *User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*, Special Publication 4a. Berkeley Geochronological Centre, Berkeley, California.
- Madhavaraju, J., Pacheco-Olivas, S.A., González-León, C.M., Espinoza-Maldonado, I.G., Sanchez-Medrano, P.A., Villanueva-Amadoz, U., Monreal, R., Pi Puig, T., Ramirez-Montoya, E., Grijalva-Noriega, F.J., 2017. Mineralogy and geochemistry of the lower Cretaceous siliciclastic rocks of the Morita Formation, sierra San José section, Sonora, Mexico. *J. South Am. Earth Sci.* 76, 397–411.
- Madhavaraju, J., Saucedo-Samaniego, J.C., Löser, L., Espinoza-Maldonado, I.G., Solari, L., Monreal, R., Grijalva-Noriega, F.J., Jaques-Ayala, C., 2018. Detrital zircon record of Mesozoic volcanic arcs in the Lower Cretaceous Mural Limestone, northwestern Mexico. *Geol. J.* <https://doi.org/10.1002/gj.3315>.
- Maftei, A.E., Dill, H.G., Buzatu, A., Iancu, O.G., Buzgar, N., Peter András, P., 2018. Chemical and mineralogical composition of fluvial sediments (Bistrita River, Romania): Geogenic vs. anthropogenic input into rivers on its way through mining areas. *Chem Erde-Geochem* 78, 385–395.
- Magno, M.C., Venti, F., Bergamin, L., Gaglianone, G., Pierfranceschi, G., Romano, E., 2018. A comparison between Laser granulometer and sedigraph in grain size analysis of marine sediments. *Measurement* 128, 231–236.
- Malaviarachchi, S.P.K., Bindusara, S., Dharmapriya, P.L., Su, B.-C., Su, L., Su, B.-X., Zhang, H., Zhang, C., Sajeev, K., Sakiy, P.A., Alemayehu, M., 2019. U-Pb geochronology of zircons from river sediments in Sri Lanka: Implications on early Archean to late Cambrian magmatism and episodic crustal growth. *J. Asian Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.08.029>.
- Maldonado-Villanueva, R., 2018. Origen y evolución del basamento metamórfico de la Sierra de Chuacús, Guatemala y sus implicaciones tectónicas. PhD thesis. Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, vol. 284. pp. 21–40. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chem. Geol.* 244, 452–47.
- Müller, W., Shelley, M., Miller, P., Broude, S., 2009. Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. *J. Anal. At. Spectrom.* 24, 209–214.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., 2015. Streamflow and sediment load assessment 1950 to 2006 in the Usumacinta and Grijalva Rivers (southern Mexico) and the influence of ENSO. *Catena* 127, 270–278.
- Murray, R.W., Leinen, M., 1996. Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochem. Cosmochim. Acta* 60, 3869–3878.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S., Moutte, J., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleo redox conditions. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 24 (2), 150–160.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L., Jong, J., 2017. Petrological and geochemical constraints on provenance, paleo-weathering and tectonic setting of clastic sediments from the Neogene Lambir and Sibuti Formations, northwest Borneo. In: Mazumder, R. (Ed.), *Sediment Provenance*. Elsevier Amsterdam, Netherlands, pp. 123–153. Chapter 7.
- Natalhy-Pineda, O., 2013. Análisis de transporte y composición de los sedimentos recientes de las playas de Nautla y la ciudad de Veracruz en el Golfo de México. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico, pp. 92. MSc thesis.
- Ndjigui, P.-D., Bayiga, E.C., Onana, V.L., Djenabou-Fadil, S., Ngono, G.S.A., 2019.

- Mineralogy and geochemistry of recent alluvial sediments from the Ngaye River watershed, northern Cameroon: Implications for the surface processes and Au-PGE distribution. *J. Afr. Earth Sci.* 150, 136–157.
- Nelson, S.A., González-Caver, E., 1992. Geology and K–Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico. *Bull. Volcanol.* 55, 85–96.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solar, L.A., Solé, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-Ical, S., Reyes-Salas, M., 2004. Polyphase, high-temperature eclogite-facies metamorphism in the Chuacús Complex, central Guatemala: petrology, geochronology, and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.* 46, 445–470.
- Ortiz-Joya, G.A., 2017. Petrología y geocronología de los granitoides del Complejo Chuacús, Guatemala y sus implicaciones tectónicas. BSc thesis. Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City.
- Ota, Y., Kawahata, H., Murayama, M., Inoue, M., Yokoyama, Y., Miyairi, Y., Aung, T., Hossain, H.M.Z., Suzuki, A., Kitamura, A., Moe, K.T., 2017. Effects of intensification of the Indian Summer Monsoon on northern Andaman Sea sediments during the past 700 years. *J. Quat. Sci.* 32 (4), 528–539.
- Paikaray, S., Banerjee, S., Mukherjee, S., 2008. Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: implications on provenance, tectonics and paleoweathering. *J. Asian Earth Sci.* 32, 34–48.
- Pang, H., Pan, B., Garzanti, E., Gao, H., Zhao, X., Chen, D., 2018. Mineralogy and geochemistry of modern Yellow River sediments: Implications for weathering and provenance. *Chem. Geol.* 488, 76–86.
- Papadopoulos, A., 2019. ^{226}Ra , ^{238}U and ^{228}Th , ^{228}Ra disequilibrium as weathering indices in beach sand sediments associated with granitoids from Cyclades, Greece. *Appl. Geochem.* 100, 223–233.
- Paull, C.K., Caress, D.W., Gwiawza, R., Urrutia-Fucugauchi, J., Rebolledo-Vieyra, M., Lundsten, E., Anderson, K., Sumner, E.J., 2014. Cretaceous–Paleogene boundary exposed: Campeche Escarpment, Gulf of Mexico. *Mar. Geol.* 357, 392–400.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Valencia, A., 2009. El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 26, 222–242.
- Peterson, A., Scherstén, A., Kristinsdóttir, B., Kemp, A., Whitehouse, M., 2018. Birimian crustal growth in the West African Craton: U–Pb, O and Lu–Hf isotope constraints from detrital zircon in major rivers. *Chem. Geol.* 479, 259–271.
- Pompa-Mera, V., 2009. Geoquímica y Geocronología de los complejos intrusivos en el suroeste de Chiapas. Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City México. MSc thesis.
- Ramos-Vázquez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., Rosales-Hoz, L., Machain-Castillo, M.L., Carranza-Edwards, A., 2017. Geochemistry of deep-sea sediments in two cores retrieved at the mouth of the Coatzacoalcos river delta, Western Gulf of Mexico, Mexico. *Arab. J. Geosci.* 10 (6), 148.
- Ramos-Vázquez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Gío-Argáez, F.R., 2018. Foraminiferal assemblages, ^{14}C ages, and compositional variations in two sediment cores in the western Gulf of Mexico. *J. South Am. Earth Sci.* 88, 480–496.
- Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Martínez-Serrano, R., Alatorre, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., 2015. Textural and geochemical characteristics of marine sediments in the SW Gulf of Mexico: Implications for source and seasonal change. *Environ. Monit. Assess.* 187 (205), 1–19.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S., 2005. The Tuzanco Formation: Evidence of an Early Permian submarine continental Arc in East-Central Mexico. *Int. Geol. Rev.* 47 (9), 901–919.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *J. Geol.* 94, 635–650.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discrimination function analysis of major element data. *Chem. Geol.* 67, 119–139.
- Salas-de-León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., Díaz-Flores, M.A., Salas-Monreal, D., Velasco-Mendoza, H., Riverón-Enzástiga, M.L., Ortiz-Zamora, G., 2008. Role of near-bottom currents in the distribution of sediments within the Southern Bay of Campeche, Gulf of Mexico. *J. Coast. Res.* 24, 1487–1494.
- Saha, S., Banerjee, S., Burley, S.D., Ghosh, A., Saraswati, P.K., 2010. The influence of flood basaltic source terrains on the efficiency of tectonic setting discrimination diagrams: an example from the Gulf of Khambhat, western India. *Sediment. Geol.* 228, 1–13.
- Sang, P.N., Liu, Z., Zhao, Y., Zhao, X., Pha, P.D., Long, H.V., 2018. Chemical weathering in central Vietnam from clay mineralogy and major-element geochemistry of sedimentary rocks and river sediments. *Heliyon* 4 (7) 1–24.
- Shukov, S.E., Cheburkin, A.K., Andreev, A.V., 1989. Geochemistry of wide-spread coexisting accessory minerals and their role in investigation of endogenetic and exogenetic processes. *Geol. J.* 2, 107–114.
- Solari, L.A., Torres de Leon, R., Hernandez-Pineda, G., Sole, J., Hernandez-Treviño, T., Solis, G., 2007. Tectonic significance of Cretaceous Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 1265–1279.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010. U–Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. *Geostand. Geoanal. Res.* 34, 5–18.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Obregon, C., 2011. The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on it Paleozoic-Mesozoic evolution. *Geol. Acta* 9 (3–4), 329–350.
- Spalletti, L.A., Remírez, M.N., Sagasti, G., 2019. Geochemistry of aggradational – progradational sequence sets of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Vaca Muerta shales (Añelo area, Neuquén Basin, Argentina): Relation to changes in accommodation and marine anoxia. *J. South Am. Earth Sci.* <http://DOI.org/10.1016/j.jsames.2019.02.011>.
- Taheri, A., Jafarzadeh, M., Armstrong-Altrin, J.S., Mirbagheri, S.R., 2018. Geochemistry of siliciclastic rocks from the Shemshak Group (Upper Triassic-Lower-Middle Jurassic), northeastern Alborz, northern Iran: implications for palaeoweathering, provenance, and tectonic setting. *Geol. Q.* 62, 522–535.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Corona-Chavez, P., Gehrels, G.E., Sarmiento-Villagrana, A., García-Díaz, J.L., Salgado-Souto, S.A., 2013. Origin and provenance of basement metasedimentary rocks from the Xolapa Complex: New constraints on the Chortis-southern Mexico connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 369–370, 188–199.
- Tapia-Fernandez, H.J., 2013. Análisis composicional de sedimentos recientes en las playas de Tamiahua y Tuxpan, Golfo de México: Implicación sobre su procedencia. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico, pp. 91 MSc thesis.
- Tapia-Fernandez, H.J., Armstrong-Altrin, J.S., Selvaraj, K., 2017. Geochemistry and U–Pb geochronology of detrital zircons in the Brujas beach sands, Campeche, Southwestern Gulf of Mexico, Mexico. *J. South Am. Earth Sci.* 76, 346–361.
- Tawfik, H.A., Ghandour, I.M., Maejima, W., Armstrong-Altrin, J.S., Abdel-Hameed, A.-M.T., 2017. Petrography and geochemistry of the siliciclastic Araba Formation (Cambrian), east Sinai, Egypt: Implications for provenance, tectonic setting and source weathering. *Geol. Mag.* 154 (1), 1–23.
- Tawfik, H.A., Salah, M.K., Maejima, W., Armstrong-Altrin, J.S., Abdel-Hameed, A.-M.T., Ghandour, M.M.E., 2018. Petrography and geochemistry of the Lower Miocene Moghra sandstones, Qattara Depression, north Western Desert, Egypt. *Geol. J.* 53, 1938–1953.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, UK.
- Toyin, A., Adekeye, O.A., 2019. Assessment of chemical and mineralogical composition of Tertiary shales from the Nigerian sector of Iullemeden basin: Implication for paleoclimate and provenance. *J. Afr. Earth Sci.* <http://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.09.006>.
- Vdačný, M., Michálik, J., Lintnerová, O.L., 2019. Tectonic discrimination of siliciclastic sedimentary record of the northern Tethyan margin at the end of the Triassic. *Geol. Q.* 63 (1), 30–38.
- Verma, S.P., 2000. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Chem. Geol.* 164 (1–2), 35–60.
- Verma, S.P., 2001. Geochemical evidence for a Lithospheric source for magmas from Acozul Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 43, 31–51.
- Verma, S.P., 2005. Estadística Básica para el Manejo de Datos Experimentales: Aplicación a la Geoquímica (Geoquimiometría). Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico, D.F.
- Verma, S.P., 2015. Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests. *Turk. J. Earth Sci.* 24, 111–164.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.* 355, 117–180.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2016. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sediment. Geol.* 332, 1–12.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Rivera-Gómez, M.A., 2016. Evaluation of ongoing rifting and subduction processes in the geochemistry of magmas from the western part of the Mexican Volcanic Belt. *J. South Am. Earth Sci.* 66, 125–148.
- Wang, C., Wen, S., Liang, X., Shi, H., Liang, X., 2018a. Detrital zircon provenance record of the Oligocene Zhuhai Formation in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Mar. Pet. Geol.* 98, 448–461.
- Wang, J., Shao, L.-Y., Wang, H., Spiro, B., Large, D., 2018b. SHRIMP zircon U–Pb ages from coal beds across the Permian-Triassic boundary, eastern Yunnan, southwestern China. *J. Palaeogeogr.* 7 (2), 117–129.
- Wang, Z., Wang, J., Fu, X., Feng, X., Wang, D., Song, C., Chen, W., Zeng, S., Yu, F., 2018c. Provenance and tectonic setting of the Quemoco sandstones in the North Qiangtang Basin, north Tibet: Evidence from geochemistry and detrital zircon geochronology. *Geol. J.* 54 (4), 1465–1481.
- Wang, Z., Wang, J., Fu, X., Zhan, W., Armstrong-Altrin, J.S., Yu, F., Feng, X., Song, C., Zeng, S., 2018d. Geochemistry of the Upper Triassic black mudstones in the Qiangtang Basin, Tibet: Implications for paleoenvironment, provenance, and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.* 160, 118–135.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriondo, A., Ortega-Gutiérrez, F., 2006. Provenance ages of Late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE, Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 23, 262–276.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J., 2008. Significance of Provenance Ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a Peri-Gondwanan realm. *J. Geol.* 116, 619–639.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Ortega-Gutiérrez, F., 2009. Detrital zircon ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: Implications on regional Paleozoic

- stratigraphy. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 26, 260–276.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377–392.
- Wilcox, R.R., 2003. *Applying Contemporary Statistical Techniques*. Elsevier BV, pp. 285–328.
- Witt, C., Bricchau, S., Carter, A., 2012. New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry. *Tectonics* 31, TC6001.
- Xie, Y., Yuan, F., Zhan, T., Kang, C., Chi, Y., 2018. Geochemical and isotopic characteristics of sediments for the Hulun Buir Sandy Land, northeast China: implications for weathering, recycling and dust provenance. *Catena* 160, 170–184.
- Xiong, S., Sun, D., Ding, Z., 2002. Aeolian origin of the red earth in southeast China. *J. Quat. Sci.* 17 (2), 181–191.
- Yang, J.-H., Du, Y.-S., 2017. Weathering geochemistry and palaeoclimate implication of the Early Permian mudstones from eastern Henan Province, North China. *J. Palaeogeogr.* 6 (4), 370–380.
- Zaid, S.M., 2017. Petrography and geochemistry of the Middle Miocene Gebel El Rusas sandstones, Eastern Desert, Egypt: Implications for provenance and tectonic setting. *J. Earth Syst. Sci.* 126, 103.
- Zaid, S.M., EL-Badry, O.A., Akarish, A.M., Mohamed, M.A., 2018. Provenance, weathering, and paleoenvironment of the Upper Cretaceous Duwi black shales, Aswan Governorate, Egypt. *Arab. J. Geosci.* 11, 147.



Foraminiferal assemblages, ^{14}C ages, and compositional variations in two sediment cores in the western Gulf of Mexico

Mayla A. Ramos-Vázquez^a, John S. Armstrong-Altrin^{b,*}, María L. Machain-Castillo^b, Frank R. Gío-Argáez^b

^a Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 3000, Coyoacán, C.P. 04510, Ciudad de México, Mexico

^b Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Unidad de Procesos Oceánicos y Costeros, Ciudad Universitaria, Circuito Exterior s/n, 04510, Ciudad de México, Mexico



ARTICLE INFO

Keywords:

Deep-sea sediments
Weathering
Depositional environment
Provenance
Tectonic setting

ABSTRACT

Foraminifera species distribution, ^{14}C ages, and geochemistry data of sediment cores GM33 and GM34 recovered from the southwestern Gulf of Mexico were investigated to infer the age, sedimentation rate, provenance, heavy metal contamination, and depositional environment. Core GM34 (490 cm interval) reached an age of $34,346 \pm 280$ cal Yrs. BP and the average sedimentation rate was calculated as 0.014 cm/yr. The weathering indices like Chemical Index of Alteration (CIA), Chemical Index of Weathering (CIW), and Plagioclase Index of Alteration (PIA) revealed a moderate intensity of weathering in the source area. The trace elemental ratios and rare earth element (REE) patterns indicated the derivation of sediments from intermediate rocks like andesite. The trace element based bivariate (La/Sc and Co/Th) and ternary (Ni–Th–V) diagrams revealed that the sediments were derived mostly from andesite located along the Gulf of Mexico coastal areas. The enrichment factor and geo-accumulation index suggested the absence of heavy metal contamination in sediment cores. The redox proxy trace elemental ratios like V/Cr, Ni/Co, Cu/Zn, and (Cu + Mo)/Zn suggested an oxic depositional condition. The benthic foraminiferal assemblages, Mn and Mo concentrations indicated that the late Pleistocene abyssal waters in the Gulf of Mexico were more oxygenated than the present. An absence of significant compositional variations between the core sediments revealed that the depositional condition in the southwestern Gulf of Mexico was probably similar for the last 34,346 cal Yrs. BP.

1. Introduction

Detrital sediments, including fine-grained deep sea sediments were largely suffered by different processes like weathering, diagenesis, hydraulic sorting, etc. (Cullers et al., 1997; Armstrong-Altrin, 2009; Lee, 2009; Lin et al., 2014). However, numerous studies analyzed the geochemistry of fine-grained detrital sediments and investigated successfully its provenance, depositional environment, tectonic setting, and post depositional processes (Armstrong-Altrin et al., 2013; An et al., 2016; Ferdous and Farazi, 2016; Abedini and Calagari, 2017; Lewin et al., 2017; Tanner and Lucas, 2017; Tzifas et al., 2017; Mbanga-Nyobe et al., 2018; Wang et al., 2018a; b). It is due to the reason that trace elements such as rare earth elements (REE), Y, Th, Zr, Hf, Nb, and Sc are relatively immobile during sedimentary processes and short residence time in sea water, hence are best suited for provenance study (Basu, 2017). On the other hand, heavy metals derived by natural and anthropogenic sources, and disposals from the industries located along the

coastal areas are transported and buried within the fine-grained sediments (Ma et al., 2017; Lacey et al., 2017; Ota et al., 2017; Anaya-Gregorio et al., 2018; Ndjigui et al., 2018). Hence, apart from the reconstruction of depositional environment, sedimentation record is also useful to evaluate the rate of historical influx of heavy metals and other pollutants (Shanmugam, 2016; Kulkarni et al., 2018).

Benthic foraminifera have been widely used as environmental indicators, including oxygen conditions in bottom waters and, natural and anthropogenic contaminations in sediments (Murray, 1991; Frontalini and Coccioni, 2011; Schwing et al., 2018). The study area Gulf of Mexico is a semi-enclosed sea, located between the tropical and subtropical North Atlantic latitudes, which includes a variety of marine habitats. Regarding the previous studies on detrital sediments, the petrography and geochemistry data of beach sands from the northern part of the Gulf of Mexico were reported by few authors and they investigated the sediment provenance (Carranza-Edwards et al., 2001; Kasper-Zubillaga et al., 2013; Armstrong-Altrin and Natalhy-Pineda,

* Corresponding author.

E-mail addresses: armstrong@cmarl.unam.mx, john_arms@yahoo.com (J.S. Armstrong-Altrin).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.025>

Received 23 June 2018; Received in revised form 31 August 2018; Accepted 31 August 2018

Available online 03 September 2018

0895-9811/ © 2018 Elsevier Ltd. All rights reserved.

2014; Armstrong-Altrin et al., 2012, 2015a). Recently, Hernández-Hinojosa et al. (2018) inferred the provenance of coastal sediments from the Tabasco and Veracruz states of the western Gulf of Mexico. Few studies were documented the heavy metal concentrations and geochemistry of estuary (Rosales-Hoz et al., 2015), shallow marine (Celis-Hernandez et al., 2018), and continental slope sediments (Armstrong-Altrin et al., 2015b; Ramos-Vázquez et al., 2017) from the western and northern parts of the Gulf of Mexico. Although the above mentioned studies were focused on the composition and heavy metal contamination of sediments in the Gulf of Mexico, studies focused on age and geochemistry of deep-sea sediments from the southwestern Gulf of Mexico region is very little.

In the present study, we discuss the foraminiferal assemblage's, radiocarbon ages, major, trace, and REE data of two sediment cores retrieved at the southwestern part of the Gulf of Mexico. The objectives are: (1) to infer the foraminifera species distribution; (2) to investigate the compositional variations between the sediment cores GM33 and

GM34; (3) to infer the source of sediments; (4) to interpret the level of heavy metal contamination in sediment cores, using enrichment factor (EF) and geo-accumulation index; (5) to deduce the paleo-environment conditions of the deep sea sediments.

2. Study area

2.1. Location

The Gulf of Mexico ocean basin represents diverse and dynamic ecosystems (Sherman, 2014). Two deep-sea sediment cores, GM33 (19°11'85.14"N - 94°23'39.57"W; ~362 cm long) and GM34 (19°16'10.88"N - 94°30'64.22"W; ~496 cm long) were collected in the southwestern part of the Gulf of Mexico at ~1040 m and ~1280 m water depth (Fig. 1). The cores were retrieved on-board the research vessel "Justo Sierra", which belongs to Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

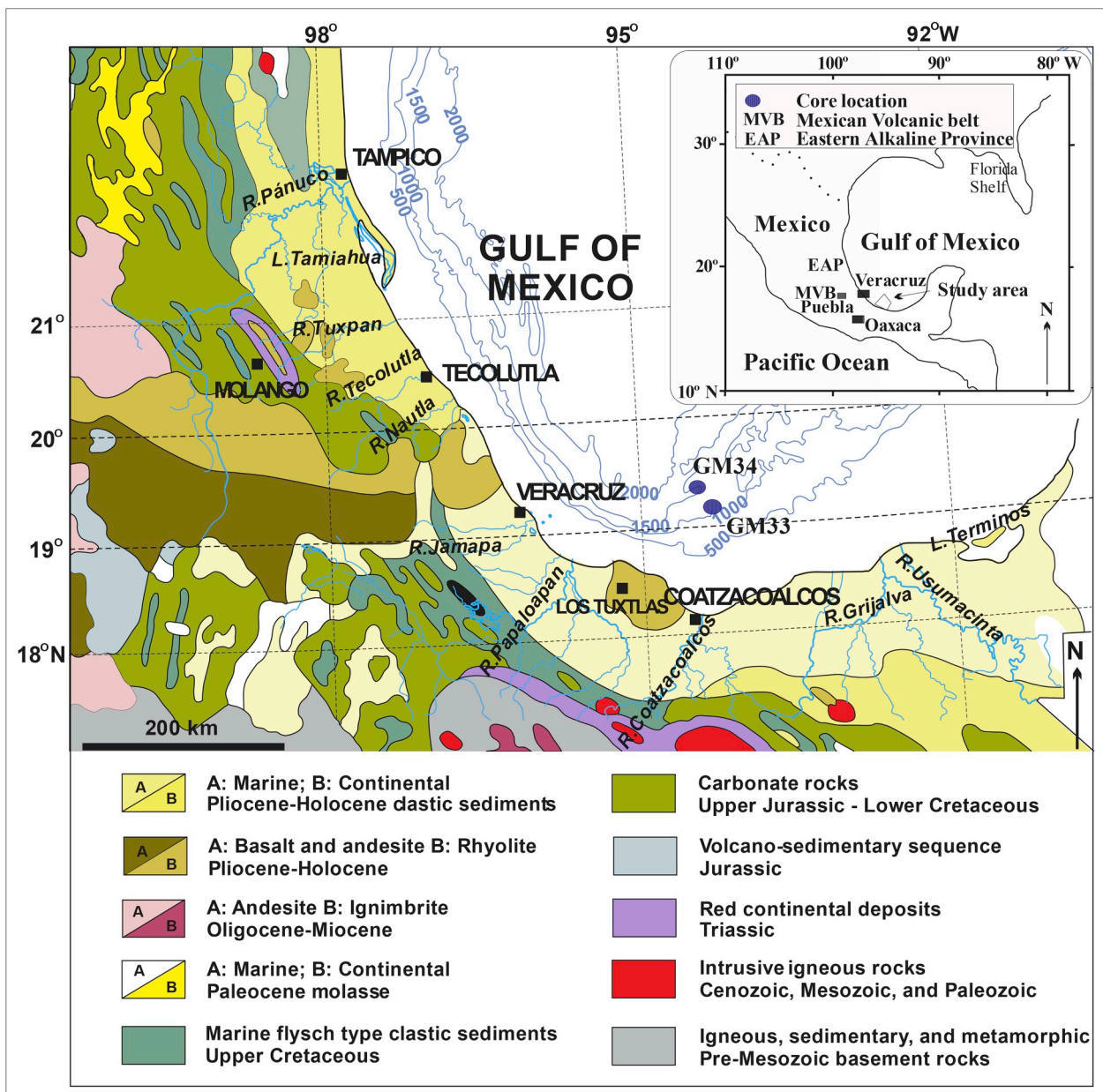


Fig. 1. Geological map of the Gulf of Mexico (source: Carta Geologica, Dirección General de Geografía del Territorio Nacional; scale 1: 1, 000,000) of the study area showing core locations.

Table 1
Accelerator Mass Spectrometry ¹⁴C ages for mixed planktic foraminifers.

Core no.	Core section	Species	¹⁴ C AMS Age (yrs)	¹⁴ C Error (± year)	Calibrated age (yrs BP)	Calibrated error (± year, 1 σ)
GM34	29–31	Mixed planktic foraminifers	1960	35.5	1554	50.5
	160–161		9040	44.3	9790	90
	180–181		9620	44.3	10520	39
	496–497		30,000	171.7	34,346	280

2.2. Major rivers and geology

The Coatzacoalcos, Grijalva, and Usumacinta Rivers are the major rivers supplying sediments into the southwestern part of the Gulf of Mexico. The Coatzacoalcos River drains between 17°46' N - 92°25' W and 18°10' N - 94°31' W. It is 325 km in length with a catchment area of 17,369 km² and a mean surface runoff of 28,093 Hm³ (Tamayo, 1991). The lithology of Coatzacoalcos River basin consists of Mesozoic clastic

(sandstone, siltstone, and shale) and calcareous (limestone) sedimentary rocks and Cenozoic volcanic rocks of mafic and intermediate compositions (Ortega-Gutierrez et al., 1995). The Usumacinta and Grijalva Rivers form a single basin of ~112,550 km² that discharges annually ~2678 m³ s⁻¹, which constitutes the largest fluvial system of Mexico (14° 55 N - 91°20 W and 18°35 N - 94°15 W; Day et al., 2003; Salas de León et al., 1992, 2008). The Grijalva River incises into the crystalline rocks of Paleozoic diorites and granites at the upper part of

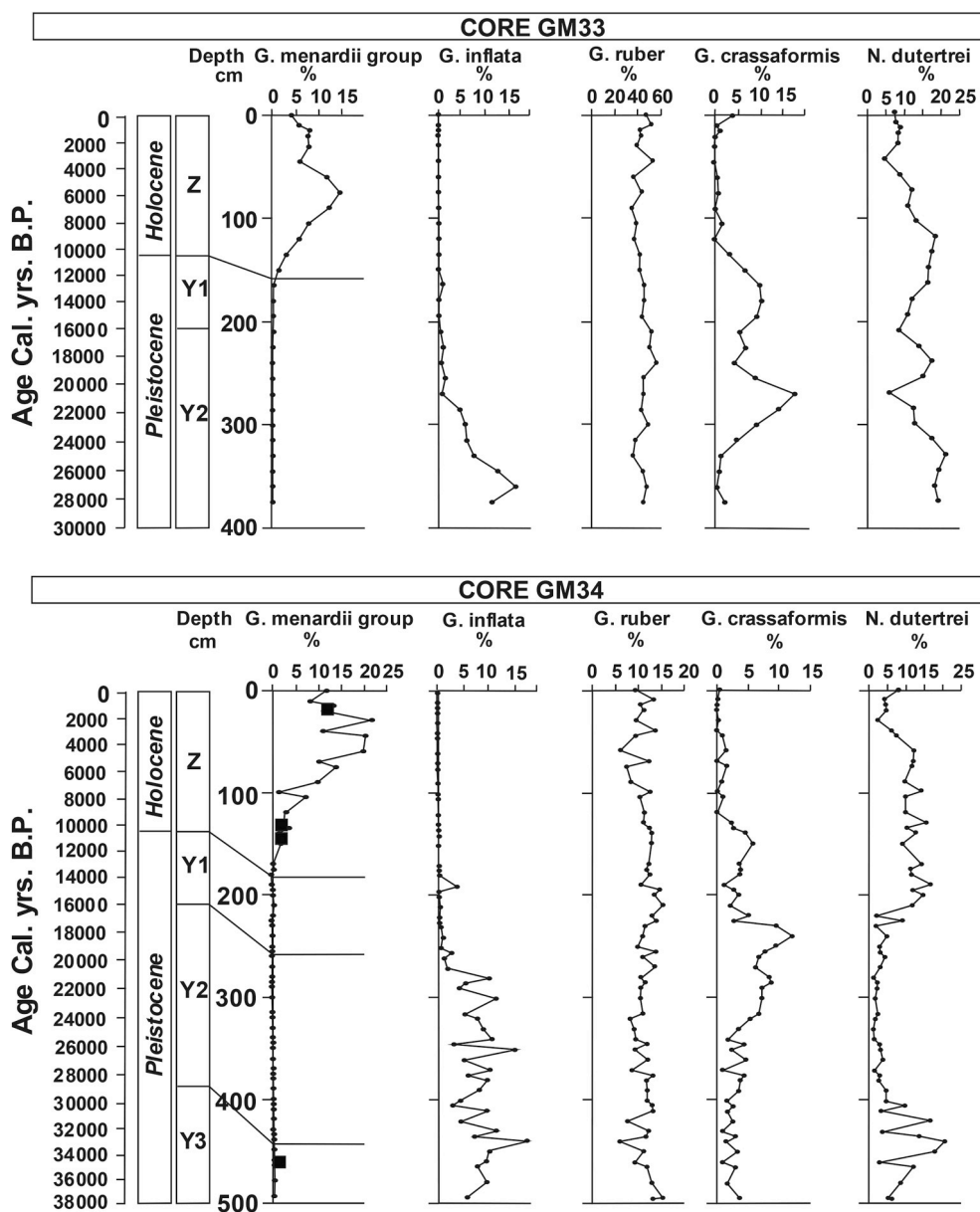


Fig. 2. Down-core distribution of planktonic foraminiferal index and relevant species (black dots = % abundance) in cores GM33 and GM34 recovered from the Gulf of Mexico. Vertical axes show the age (Cal. Yrs. B.P.), the Holocene and Pleistocene zones and subzones (Z, Y1, Y2 and Y3) (distributions are based on the biostratigraphic classification of Kennett and Huddleston, 1972; and Kennett et al., 1985). Filled squares in the vertical axis indicates the location of samples selected for radiocarbon dates (refer Table 1).

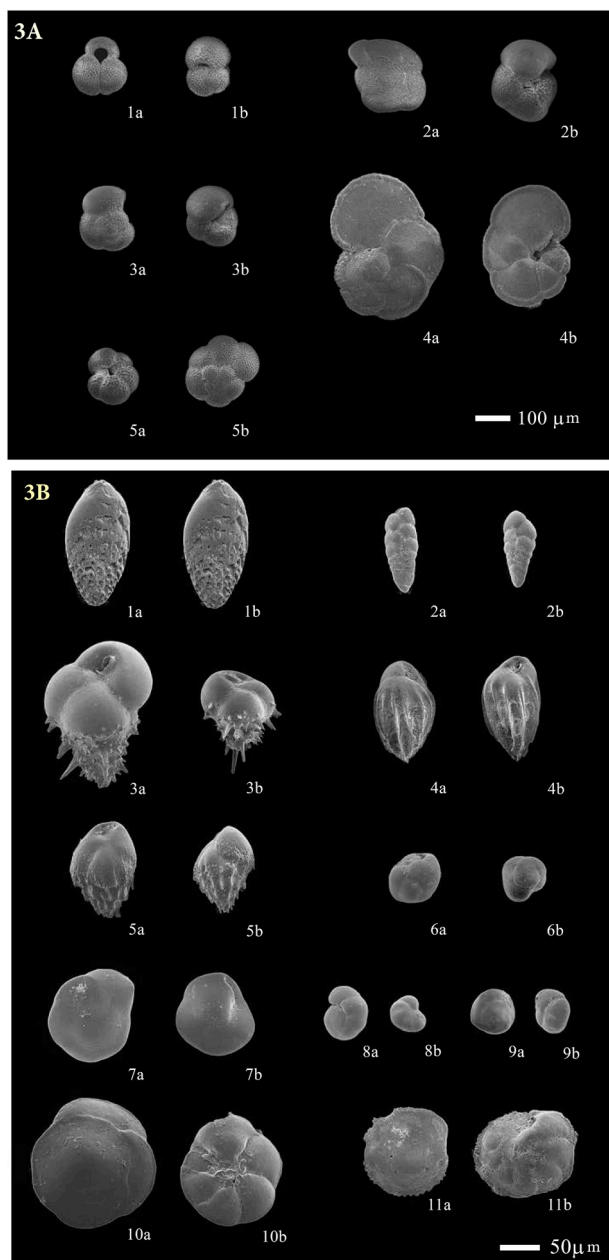


Fig. 3. Foraminifera species identified in GM33 and GM34 core sediments. A) The planktonic foraminiferal species used to reconstruct the biostratigraphy and correlation. 1. *Globigerinoides ruber* (a) and (b) $\times 180$ magnification (core GM33, 150–151 cm interval); 2. *Globorotalia crassaformis* (a) $\times 130$ and (b) $\times 120$ magnifications (GM33, 30–31 cm); 3. *Globorotalia inflata* (a) $\times 160$ and (b) $\times 180$ magnifications (GM34, 345–346 cm); 4. *Globorotalia menardii* (a) $\times 75$ and (b) $\times 90$ magnifications (GM33, 30–31 cm); 5. *Neogloboquadrina dutertrei* (a) $\times 170$ and (b) $\times 150$ magnifications (GM34, 495–496 cm). B) The characteristic benthonic species depicted by the factor analysis. 1. *Bolivina albatrossi* (a) $\times 170$ and (b) $\times 250$ magnifications (core GM33, 60–61 cm); 2. *Bolivina lowmani* (a) $\times 350$ and (b) $\times 400$ magnifications (GM33, 60–61 cm); 3. *Bulimina aculeata* (a) $\times 220$ and (b) $\times 300$ magnifications (GM33, 60–61 cm); 4. *Bulimina alazanensis* (a) $\times 300$ and (b) $\times 270$ magnifications (GM33, 150–151 cm); 5. *Bulimina striata* (a) $\times 300$ and (b) $\times 370$ magnifications (GM33, 150–151 cm); 6. *Cassidulina obtusa* (a) and (b) $\times 500$ magnification (GM34, 495–496 cm); 7. *Epistominella exigua* (a) and (b) $\times 330$ magnification (GM34, 355–356 cm); 8. *Epistominella vitrea* (a) and (b) $\times 500$ magnification (GM34, 495–496 cm); 9. *Eponides turgidus* (a) $\times 450$ and (b) $\times 500$ magnifications (GM34, 495–496 cm); 10. *Gavelinopsis translucens* (a) $\times 230$ and (b) $\times 270$ magnifications (GM34, 435–436 cm); 11. *Osangularia culter* (a) and (b) $\times 330$ (GM33, 150–151 cm).

the Sierra Madre de Chiapas and also flows into Cenozoic volcanic rocks of the western sector of the Chiapas State (Verma, 2015; Verma et al., 2016a; b).

3. Materials and methods

The sediment cores were analyzed for major, trace, and REE geochemistry. For geochemical analysis, 41 sediment samples were selected at various intervals, i.e. 16 samples from core GM33 and 25 from core GM34. The sediments are enriched in mud (Table S1 in supplementary file). Major element concentrations were analyzed by a conventional X-ray fluorescence (XRF) spectrometry at the Institute of Geology (UNAM), Mexico. Powdered samples were heated to 110 °C for 6 h followed by heating in a muffle furnace at 1000 °C for 2 h to determine LOI (loss on ignition). Lithium tetraborate was mixed with the samples and heated to 1000 °C to form a fused sample for XRF analysis with a Rigaku RIX-3000 equipped with a Rh tube. Calibration curves were prepared by using international reference materials and the geochemical standard JGB1 (GSJ) was used to determine data quality (Lozano and Bernal, 2005). Chemical analysis for major element has precisions better than 5%. Major element concentrations were recalculated to an anhydrous (LOI free) basis and adjusted to 100% before interpretation.

Ba, Cr, Sc, Sr, V, Zn, and Zr concentrations were determined using an ICP-AES. The REE and remaining trace elements Co, Cs, Cu, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Ta, Th, U, and Y were analyzed by a VG Elemental PQII Plus ICP-MS (Jarvis, 1988). The analytical precision for trace elements is better than 5% and the USGS standard BCR-2J was used for calibration.

The REE data were normalized against chondrite normalization factors listed in McDonough and Sun (1995). The North American shale composite (NASC) and upper continental crust (UCC) values are from Gromet et al. (1984) and Taylor and McLennan (1985), respectively. Eu (Eu/Eu^*) and Ce (Ce/Ce^*) anomalies were calculated based on the formula $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_{\text{CN}}/[(\text{Sm}_{\text{CN}})^* (\text{Gd}_{\text{CN}})]^{1/2}$ and $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_{\text{CN}}/[(\text{La}_{\text{CN}})^* (\text{Pr}_{\text{CN}})]^{1/2}$, respectively, where CN is the chondrite normalized values.

To identify the foraminiferal assemblages, samples were selected at 10 cm intervals throughout the cores GM33 and GM34. Sediments were washed with running water through a 60 ASTM mesh (0.25 mm), air-dried, and foraminifera were picked under the microscope. Representative assemblages (300–500 specimens/sample) were obtained from the $\geq 150 \mu\text{m}$ (planktic) and $\geq 63 \mu\text{m}$ (benthic) fractions by using an Otto micro-splitter to get the corresponding aliquot. All specimens were taxonomically determined using the specialized literature, and counted, and their stratigraphic distributions were plotted. Biostratigraphy for the two cores was achieved following the schemes of Kennett and Huddlestun (1972) and Kennett et al. (1985). Biostratigraphic correlation between cores was made using the distribution of planktonic foraminiferal index species.

Chronostratigraphy was obtained for core GM34 by means of four AMS ^{14}C data (Table 1). 20 μg of mixed planktonic foraminifera were picked from each sample and sent to Beta Analytics for AMS determination. Calibration of radiocarbon ages into calendar years (BP) was obtained using the CALIB software (Stuiver and Reimer, 1993; version 5.0.2; <http://calib.qub.ac.uk/calib>) and ages between sections were obtained by linear interpolation. A Q-mode factor analysis was performed on the benthic foraminiferal and major, trace, and REE to delineate its association and environments.

4. Results

4.1. Biostratigraphy

Totally, we identified 28 species of planktonic foraminifera. The biostratigraphic diagnostic species for cores GM33 and GM34 are

shown in Fig. 2. Following the zonal scheme of Kennett and Huddleston (1972), the age of GM33 and GM34 cores reach up to Pleistocene. The base of core GM33 corresponds to the Y2 subzone (Last Glacial Maximum) and that of core GM34 to the Y3 (Marine Isotopic Stage: MIS - 3).

4.2. Chronostratigraphic framework and sedimentation rate

Accelerator Mass Spectrometry ^{14}C ages for mixed planktic foraminifers are listed in Table 1. The bottom section of core GM34 (490 cm) has an age of $34,346 \pm 280$ cal Yrs. BP., within the MIS - 3 and an average sedimentation rate of 0.014 cm/yr (Table 1). The Pleistocene/Holocene boundary is identified at 180 cm interval (Fig. 2). GM33 has higher sedimentation rate than GM34 since it reached only into the MIS - 2. The Pleistocene/Holocene boundary in GM33 is measured at 250 cm interval. The differences in sedimentation rate can be related to the variation in the amount of terrigenous input, water depth and/or the geomorphology of the ocean floor.

4.3. Benthic foraminiferal assemblages

The foraminiferal assemblages identified in the two cores GM33 and GM34 are listed in Table S2 and the most abundant representative species are illustrated in Fig. 3. Forty six common species (> 1% at

least in a sample) were identified in 38 samples from both cores. The most abundant species are: *Bolivina lowmani*, *Cassidulina crassa*, *Epistominella vitrea*, *Bolivina albatrossi*, *Alabaminella turgida*, *Gavelinopsis translucens*, *Epistominella exigua*, *Bulimina aculeata*, *Bulimina alazanensis* and *Bulimina mexicana*. To evaluate the down-core distribution of the assemblages and their relationship with the metals and elements, we performed a factor analysis with the 46 species and 45 elements. Q-Mode factor analysis depicted two main associations explaining 80.6% of the variability of the data (Fig. S1; Tables S2, S3, and S4). Factor (F) 1 is mainly composed of the Pleistocene samples from cores GM33 and GM34. Characteristic species with positive factor loadings are: *Cassidulina obtusa*, *Epistominella vitrea*, *Epistominella exigua*, *Bolivina lowmani*, *Gavelinopsis translucens* and *Eponides turgidus*. No elements were linked into this foraminiferal association.

Factor 2, is principally distributed in the Holocene part of cores 33 and 34. Species with strongest positive factor loadings are: *Bolivina lowmani*, *Bulimina alazanensis*, *Bolivina albatrossi*, *Bulimina aculeata*, *Osangularia culter*, *Cassidulina obtusa*, and *Bulimina striata*. These species are grouped with MnO and to a lesser extent with Mo.

4.4. Mineralogy

The mineralogical composition of core sediments was detected by

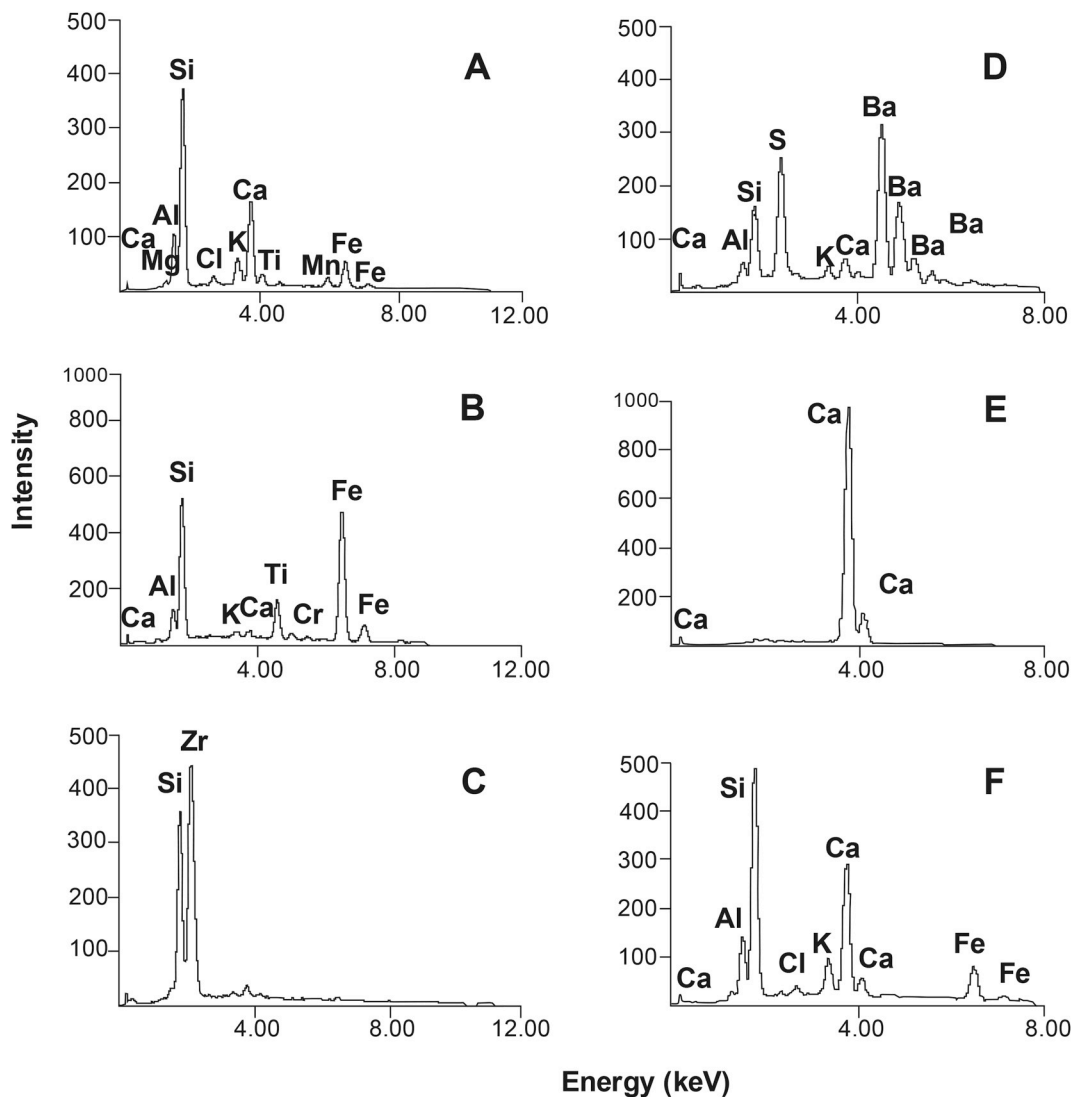


Fig. 4. SEM energy dispersive spectrum for the cores GM33 (A, B, and C) and GM34 (D, E, and F). A) quartz; B) ilmenite; C) zircon; D) barite; E) shell fragment; F) plagioclase.

Table 2
Major element concentrations in weight % for the core sediments, Gulf of Mexico.

Core no.	GM33											
Water depth	1040 (m)											
Latitude	19°11'85" N											
Longitude	94°23'39" W											
section (cm)	0–1	16–17	31–32	61–62	76–77	91–92	121–122	151–152	181–182	210–211	241–242	271–272
vol. free SiO ₂	54.2	53.6	54.0	54.5	52.9	52.8	52.4	52.2	52.5	53.2	52.6	53.3
SiO ₂	45.0	43.8	45.6	45.7	44.3	43.9	43.5	43.3	43.7	42.3	43.9	44.9
TiO ₂	0.598	0.604	0.614	0.616	0.602	0.579	0.563	0.561	0.546	0.525	0.580	0.602
Al ₂ O ₃	14.6	14.4	15.5	15.4	15.2	14.6	14.5	14.6	14.6	12.4	13.9	14.3
Fe ₂ O ₃ *	5.49	5.29	5.39	5.55	5.21	5.38	5.35	5.21	5.26	4.43	5.59	5.17
MnO	1.09	0.941	0.142	0.086	0.145	0.129	0.153	0.135	0.121	0.153	0.117	0.124
MgO	2.52	2.37	2.35	2.34	2.33	2.46	2.25	2.13	2.30	2.32	2.31	2.23
CaO	9.12	9.22	9.76	8.94	10.85	10.74	11.73	12.14	11.42	13.49	12.01	12.00
Na ₂ O	2.78	3.35	2.42	2.53	2.57	2.92	2.48	2.51	2.85	2.39	2.61	2.43
K ₂ O	1.71	1.74	2.43	2.44	2.35	2.35	2.27	2.28	2.25	1.21	2.26	2.29
P ₂ O ₅	0.204	0.127	0.170	0.165	0.160	0.156	0.160	0.140	0.157	0.270	0.136	0.129
LOI	17.2	17.8	16.3	16.5	17.1	17.4	17.4	17.9	17.3	19.9	17.5	16.6
Sum	100.3	99.7	100.7	100.2	100.8	100.5	100.4	100.9	100.4	99.5	100.8	100.7
CIA	64.3	62.2	63.6	65.3	60.0	58.2	56.7	55.9	57.0	50.0	54.4	55.6
CIW	69.6	67.3	70.7	72.9	66.1	64.3	62.3	61.2	62.5	52.6	59.7	61.0
PIA	66.8	64.4	67.0	69.3	62.3	60.1	58.2	57.1	58.5	50.0	55.4	56.8
ICV	1.60	1.64	1.49	1.46	1.59	1.69	1.71	1.72	1.70	1.98	1.83	1.74
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.086	3.054	2.939	2.966	2.920	3.012	3.000	2.978	3.001	3.412	3.158	3.146
K ₂ O/Na ₂ O	0.615	0.518	1.003	0.965	0.915	0.806	0.916	0.911	0.788	0.505	0.865	0.943
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.324	0.327	0.340	0.337	0.343	0.332	0.333	0.336	0.333	0.293	0.317	0.318

Core no.	GM33					GM34						
Water depth	1040 (m)					1280 (m)						
Latitude	19°11'85" N					19°16'10" N						
Longitude	94°23'39" W					94°30'64" W						
section (cm)	301–302	331–332	351–352	361–362	Mean (n = 16)	0–1	16–17	31–32	46–47	61–62	76–77	
vol. free SiO ₂	52.3	53.0	52.4	53.3	53.1 ± 0.71	53.7	53.6	54.0	53.0	53.7	53.3	
SiO ₂	43.4	43.8	45.6	45.3	44.2 ± 0.98	44.2	44.9	45.3	44.3	44.1	44.6	
TiO ₂	0.573	0.567	0.855	0.611	0.60 ± 0.07	0.590	0.584	0.590	0.592	0.570	0.590	
Al ₂ O ₃	14.3	14.3	13.4	14.9	14.4 ± 0.75	14.5	15.0	15.0	14.6	14.7	14.9	
Fe ₂ O ₃ *	5.11	5.05	6.50	5.31	5.33 ± 0.41	5.32	5.39	5.58	5.40	5.28	5.23	
MnO	0.125	0.087	0.126	0.085	0.24 ± 0.31	0.245	0.121	0.143	0.127	0.121	0.131	
MgO	2.18	2.09	5.60	2.32	2.51 ± 0.83	2.44	2.36	2.41	2.35	2.23	2.26	
CaO	12.93	11.95	11.08	10.48	11.1 ± 1.35	10.64	10.43	9.80	11.14	10.34	10.81	
Na ₂ O	2.14	2.47	2.28	3.40	2.63 ± 0.35	2.73	2.50	2.53	2.47	2.39	2.66	
K ₂ O	2.14	2.21	1.38	2.37	2.1 ± 0.38	1.48	2.35	2.43	2.41	2.32	2.42	
P ₂ O ₅	0.132	0.124	0.267	0.132	0.16 ± 0.05	0.121	0.155	0.143	0.157	0.147	0.166	
LOI	17.5	17.3	13.0	15.7	17 ± 1.4	18.2	16.7	16.3	17.2	16.8	17.0	
Sum	100.6	99.9	100.0	100.6	100 ± 0.42	100.4	100.5	100.2	100.8	99.0	100.8	
CIA	54.5	55.9	57.9	58.8	58 ± 4.1	60.7	60.8	62.0	58.0	60.5	59.1	
CIW	59.3	61.2	61.6	64.8	64 ± 5	64.7	67.2	69.0	64.2	66.9	65.4	
PIA	55.4	57.2	59.0	60.8	60 ± 5	62.2	63.3	65.1	59.9	63.0	61.3	
ICV	1.76	1.71	2.08	1.65	1.7 ± 0.16	1.62	1.58	1.57	1.68	1.58	1.62	
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.034	3.059	3.403	3.035	3.08 ± 0.15	3.050	2.989	3.022	3.034	3.002	2.997	
K ₂ O/Na ₂ O	0.998	0.893	0.606	0.698	0.81 ± 0.17	0.541	0.937	0.962	0.973	0.970	0.910	
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.330	0.327	0.294	0.330	0.33 ± 0.01	0.328	0.335	0.331	0.330	0.333	0.334	

Core no.	GM34										
Water depth	1280 (m)										
Latitude	19°16'10" N										
Longitude	94°30'64" W										
section (cm)	91–92	106–107	121–122	136–137	151–152	166–167	180–181	196–197	211–212	231–232	
vol. free SiO ₂	53.1	52.2	52.3	51.7	51.0	50.8	51.6	51.9	51.3	52.0	
SiO ₂	44.0	43.0	42.9	42.8	41.5	41.0	41.0	43.1	41.9	42.8	
TiO ₂	0.553	0.584	0.553	0.566	0.543	0.519	0.566	0.569	0.548	0.556	
Al ₂ O ₃	14.2	14.1	13.9	14.2	13.4	13.2	12.8	14.2	13.7	14.0	
Fe ₂ O ₃ *	5.10	5.08	4.95	5.00	4.87	4.77	4.56	5.16	4.76	4.76	

(continued on next page)

Table 2 (continued)

Core no.	GM34									
Water depth	1280 (m)									
Latitude	19°16'10" N									
Longitude	94°30'64" W									
section (cm)	91–92	106–107	121–122	136–137	151–152	166–167	180–181	196–197	211–212	231–232
MnO	0.141	0.125	0.126	0.123	0.123	0.132	0.123	0.102	0.119	0.117
MgO	2.31	2.35	2.12	2.20	2.16	2.25	2.44	2.32	2.13	2.16
CaO	11.69	12.23	12.65	12.88	13.57	14.05	14.55	12.85	14.17	12.92
Na ₂ O	2.41	2.53	2.38	2.56	2.93	2.45	2.01	2.39	2.07	2.55
K ₂ O	2.37	2.24	2.25	2.24	2.27	2.20	1.04	2.25	2.16	2.21
P ₂ O ₅	0.149	0.154	0.156	0.161	0.153	0.129	0.319	0.142	0.137	0.125
LOI	17.6	17.9	17.9	18.1	19.5	20.0	19.8	17.9	18.5	18.2
Sum	100.5	100.3	99.9	100.9	101.0	100.7	99.2	100.9	100.2	100.4
CIA	56.0	54.6	53.6	53.6	49.5	49.0	49.8	53.9	50.6	53.1
CIW	61.8	59.8	58.6	58.5	54.1	53.3	51.9	58.9	55.0	57.9
PIA	57.4	55.6	54.3	54.3	49.4	48.8	49.8	54.7	50.8	53.7
ICV	1.73	1.78	1.80	1.80	1.98	2.00	1.98	1.80	1.89	1.80
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.098	3.052	3.085	3.010	3.107	3.113	3.210	3.027	3.055	3.050
K ₂ O/Na ₂ O	0.981	0.885	0.946	0.876	0.775	0.899	0.516	0.942	1.044	0.868
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.323	0.328	0.324	0.332	0.322	0.321	0.312	0.330	0.327	0.328
Core no.	GM34									
Water depth	1280 (m)									
Latitude	19°16'10" N									
Longitude	94°30'64" W									
section (cm)	261–262	291–292	321–322	351–352	381–382	411–412	441–442	471–472	495–496	Mean (n = 25)
vol. free SiO ₂	52.9	52.9	52.3	52.2	52.7	52.7	52.6	53.5	54.5	52.6 ± 0.94
SiO ₂	44.7	43.9	43.7	42.9	44.0	44.0	43.7	44.6	46.0	43.6 ± 1.27
TiO ₂	0.635	0.617	0.601	0.569	0.575	0.581	0.594	0.583	0.588	0.58 ± 0.02
Al ₂ O ₃	14.1	14.3	14.4	14.1	14.1	14.2	14.3	13.5	14.4	14.1 ± 0.54
Fe ₂ O ₃ *	5.35	5.11	5.23	5.19	5.24	5.01	5.20	5.11	5.29	5.1 ± 0.24
MnO	0.118	0.120	0.115	0.103	0.099	0.100	0.087	0.089	0.075	0.12 ± 0.03
MgO	2.37	2.15	2.15	2.01	2.18	2.11	2.23	2.21	2.35	2.25 ± 0.12
CaO	12.40	11.88	12.64	12.68	12.56	12.99	12.19	12.52	9.82	12.2 ± 1.32
Na ₂ O	2.43	2.53	2.28	2.32	2.33	2.14	2.50	2.34	3.40	2.47 ± 0.28
K ₂ O	2.17	2.27	2.19	2.15	2.22	2.22	2.19	2.28	2.37	2.19 ± 0.30
P ₂ O ₅	0.153	0.139	0.129	0.136	0.138	0.122	0.114	0.123	0.111	0.15 ± 0.04
LOI	16.6	17.7	17.5	17.5	17.5	17.6	17.5	17.2	16.3	17.7 ± 0.98
Sum	100.9	100.8	100.9	99.6	100.9	101.1	100.5	100.5	100.7	100 ± 0.55
CIA	54.5	55.9	55.1	54.2	54.3	54.0	55.3	52.7	59.1	55 ± 3.6
CIW	59.5	61.3	60.1	59.1	59.4	59.0	60.4	57.8	65.4	60 ± 4.41
PIA	55.4	57.2	56.1	55.0	55.2	54.8	56.3	53.3	61.3	56 ± 4.5
ICV	1.81	1.72	1.74	1.78	1.79	1.77	1.75	1.87	1.66	1.76 ± 0.12
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3.175	3.063	3.024	3.046	3.115	3.096	3.066	3.309	3.196	3.08 ± 0.08
K ₂ O/Na ₂ O	0.891	0.901	0.958	0.927	0.954	1.037	0.876	0.976	0.697	0.89 ± 0.13
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.315	0.327	0.331	0.328	0.321	0.323	0.326	0.302	0.313	0.32 ± 0.01

The abbreviations are: 1s—one standard deviation and n—total number of samples; CIA = Chemical index of Alteration (Nesbitt and Young, 1982); CIW = Chemical Index of Weathering (Harnois, 1988); PIA = Plagioclase Index of Alteration (Fedó et al., 1995); ICV = Index of Compositional Variability (Cox et al., 1995); Fe₂O₃* = Total Fe expressed as Fe₂O₃.

SEM energy dispersive spectrometer (SEM-EDS) method. GM33 consists of quartz (Fig. 4A), ilmenite (Fig. 4B), and zircon (Fig. 4C) minerals. On the other hand, barite (Fig. 4D), shell fragments (Fig. 4E), and plagioclase (Fig. 4F) are identified in core GM34.

4.5. Major element geochemistry

The (SiO₂)_{adj} content in sediment cores GM33 and GM34 range from ~52 to 55 wt % and ~51 to 55 wt %, with a mean value of 53 and 52, respectively (Table 2). Relative to UCC the major element concentrations like TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, and CaO are enriched, and SiO₂, Na₂O, and K₂O are depleted (Fig. 5). The P₂O₅ content ranges from 0.12 to 0.27 wt % and 0.11 to 0.32 wt % in cores GM33 and GM34, respectively. The P₂O₅ content in few intervals is slightly higher than

the average UCC content (Fig. 5). The TiO₂ content in marine sediments is generally considered as terrigenous and can be used as an indicator for terrigenous components (Armstrong-Altrin et al., 2012). TiO₂ is positively correlated with Fe₂O₃ and MgO contents in cores GM33 (r = 0.80 and 0.94, respectively, n = 16) and GM34 (r = 0.45 and 0.49, respectively, n = 25). In contrast, the correlation coefficient is not significant for TiO₂ versus Al₂O₃ in cores GM33 (r = -0.41) and GM34 (r = 0.24). These differences in correlations reveal that the TiO₂ content in core sediments are probably related with mafic fractions (Madhavaraju et al., 2016a, 2017; Yang and Du, 2017). Furthermore, a negative correlation of SiO₂ against K₂O and Na₂O in cores GM33 (r = 0.03 and 0.25, respectively) and GM34 (r = 0.16 and 0.29, respectively) reveals K and Na mobility during weathering and diagenesis (Mourabet et al., 2018).

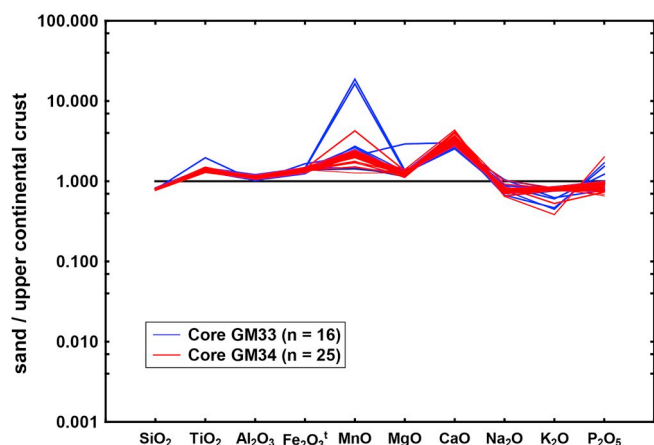


Fig. 5. Major element concentrations of sediments normalized against average upper continental crust values (UCC; Taylor and McLennan, 1985).

4.6. Trace element geochemistry

The trace element concentrations of sediments from cores GM33 and GM34 are listed in Table 3. The upper continental crust (UCC) normalized trace element concentrations are shown in Fig. 6. In comparison with UCC the large ion lithophile elements like Sr is enriched in certain intervals and Ba, Sr, Th, and U are depleted. Among transition trace elements the concentrations of V, Ni, and Cu are slightly enriched and Cr and Co contents at few intervals are depleted relative to UCC values. Similarly, relative to UCC, the core sediments are depleted in high field strength elements like Zr and Hf. Rb and Ba contents did not show a significant correlation with K_2O , in cores GM33 ($r = 0.02$ and -0.07 , respectively; $n = 16$) and GM34 ($r = -0.18$ and -0.05 , respectively; $n = 25$), indicating that these trace elements are not associated with K-feldspar (Hou et al., 2018). Similarly, Rb and Ba contents are negatively correlated with Al_2O_3 , in cores GM33 ($r = 0.10$ and -0.17 , respectively) and GM34 ($r = -0.05$ and -0.25 , respectively), which indicates that these elements are associated in accessory phases (Wang et al., 2017; Fedorovi et al., 2018). A negative correlation between Al_2O_3 and trace elements like Co, Ni, Cu, V, and Sr, in cores GM33 ($r = -0.43, 0.36, -0.02, -0.02, -0.80$, respectively) and GM34 ($r = -0.32, 0.30, 0.12, 0.22, -0.59$, respectively) also reveals that these elements are associated in accessory phases.

4.7. Rare earth element geochemistry

Rare earth elements have similar chemical properties, low solubility and are stable during weathering, transportation, and deposition. Hence, the REE concentrations and its abundance in detrital sediments are helpful in identifying their provenance (Taylor and McLennan, 1985; Cullers, 2002). The Σ REE content in the GM33 and GM34 core sediments varies from ~ 92 to 162 ppm and ~ 71 –125 ppm, respectively (Table 4). The chondrite normalized REE patterns for the cores GM33 and GM34 are with LREE enrichment and depletion of HREE, which are similar to those of UCC (Fig. 7a and b; Taylor and McLennan, 1985). The Eu/Eu^* ratios in the GM33 and GM34 cores vary from ~ 0.63 to 0.73 and ~ 0.64 to 0.75, respectively. Similarly, sediments are characterized by negative to low positive Ce anomalies in cores GM33 and GM34 ($Ce/Ce^* = \sim 0.87$ –1.45 and ~ 0.89 –1.5, respectively; Table 4; Fig. 7). The Zr, Y, and P_2O_5 contents show a significant correlation against Σ REE for the cores GM33 ($r = 0.64, 0.85, \text{ and } 0.79$, respectively; $n = 16$) and GM34 ($r = 0.52, 0.76, \text{ and } 0.52$, respectively; $n = 25$). Al_2O_3 and Y show a negative and positive correlations against Σ REE for the cores GM33 ($r = -0.48$ and 0.85 , respectively) and GM34 (-0.08 and 0.76 , respectively), suggesting that clay detrital phases did not contribute much to the REE concentrations (Papadopoulos, 2018).

5. Discussion

5.1. Weathering and sediment maturity

The intensity and duration of weathering in the source area can be evaluated by examining the relationship between alkali and alkaline earth elements in sediments (Nesbitt and Young, 1982). The commonly used weathering indices like Chemical Index of Alteration ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$; Nesbitt and Young, 1982), Chemical Index of Weathering ($CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)] \times 100$; Harnois, 1988), and Plagioclase Index of Alteration ($PIA = [Al_2O_3 - K_2O / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)] \times 100$; Fedo et al., 1995) are calculated to evaluate the intensity of weathering in the two sediment cores. In these indices, CaO^* represent the amount in silicates only. It is considered that the Ca content in deep-sea sediments is derived from inorganic carbon and Na content, which is associated with sea salt. We calculated the Ca content in silicate fraction by the equation: $Ca = Ca_{O_t} - Ca_{O_{trg}}$ and $Ca_{O_{trg}} = Al_2O_{3t} \times (CaO / Al_2O_3)_{UCC}$, where “t” = the total abundance in the sample and “trg” = terrigenous. Correspondingly, excess Na (Na_{excess}) in sediments was calculated by the equation $Na_{excess} = (Na_2O \times 0.7419) - (0.1 \times Al_2O_3 \times 0.5292)$, where Na_{excess} is the pore water salt component of Na (Murray and Leinen, 1996). The CIA, CIW, and PIA values of unweathered igneous rocks are less than 50, shales have values between 70 and 75, and clays have values ~ 100 and these values increase with the intensity of weathering (Nesbitt and Young, 1982; Fedo et al., 1995). The CIA, CIW, and PIA values of the core sediments from GM33 (~ 50 –65, ~ 53 –73, ~ 50 –69, respectively) and GM34 (~ 49 –62, ~ 51 –69, ~ 49 –65, respectively; Table 2) reveals moderate intensity of weathering in the source area. The CIA, CIW, and PIA values also indicate that the sediments were derived from a low relief area and deposited in warm to humid climatic conditions. Cox et al. (1995) suggested that the ratio values of SiO_2/Al_2O_3 and Al_2O_3/Na_2O are useful to infer sediment maturity and values > 6 and > 5 , respectively, indicate high maturity of sediments. These ratios in cores GM33 (~ 2.9 –3.4 and ~ 5 –7, respectively) and GM34 (~ 3.0 –3.1 and ~ 4.2 –6.8, respectively) reveals a moderate compositional maturity.

5.2. Sediment provenance

In general, the chemical composition varies widely among felsic, intermediate, and mafic igneous rocks, hence the sediments originated from these rocks are distinct in composition and are useful to deduce their parent rocks (Armstrong-Altrin et al., 2017, 2018; Verma, 2017). Girty et al. (1996) documented that in mafic igneous rocks the Al_2O_3/TiO_2 ratio is < 14 , in intermediate igneous rocks it varies from ~ 19 to 28, whereas in felsic rocks it is > 28 . The Al_2O_3/TiO_2 ratio in cores GM33 (~ 16 –27) and GM34 (~ 22 –26) indicates that the sediments were possibly derived from intermediate igneous rocks. In addition, in order to determine the sediment provenance, we preferred the major element discriminant function diagram of Roser and Korsch (1988), which is frequently applied in many studies to investigate the provenance of sediments (Nagarajan et al., 2015, 2017; Tapia-Fernandez et al., 2017; Hernández-Hinojosa et al., 2018). This diagram enable to discriminate four provenance types, i.e. mafic (P1), intermediate (P2), felsic (P3), and quartzose recycled (P4). This discrimination diagram also revealed that the sediments were derived from intermediate igneous rocks like andesite (Fig. 8).

The trace elements such as La, Y, and Th are concentrated in felsic igneous rocks and Cr, Ni, Co, and V are enriched in mafic igneous rocks; hence the elemental ratios and bivariate diagrams based on these elemental concentrations are suitable to discriminate sediment provenance types (Cullers, 2000; Armstrong-Altrin et al., 2014; Basu, 2017). Similarly, the fine-grained sediments with high concentrations of Cr (> 150 ppm), Ni (> 100 ppm), and with low Cr/Ni ratios (~ 1.3 –1.5) are suggestive of derivation of sediments by the weathering of

Table 3
Trace element concentrations in ppm for the core sediments, Gulf of Mexico.

Core no.	GM33											
section (cm)	0–1	16–17	31–32	61–62	76–77	91–92	121–122	151–152	181–182	210–211	241–242	271–272
Ba	368	310	357	408	353	339	303	420	392	436	415	324
Co	18.4	15.9	12.7	19.4	11.8	11.7	11.3	14.0	12.9	20.6	13.5	10.0
Cr	62.5	54.0	72.3	70.7	69.0	69.5	66.5	74.4	63.8	68.4	75.2	79.3
Cs	7.14	6.12	7.37	3.51	6.62	5.32	7.07	6.89	4.89	7.27	2.86	3.06
Cu	18.8	16.2	26.4	21.5	28.0	27.9	27.5	34.1	29.6	20.0	67.2	22.0
Hf	3.01	3.05	3.24	2.58	3.04	2.84	3.17	3.40	3.18	3.06	2.20	2.61
Mo	2.71	3.22	0.8	0.8	0.8	0.74	0.92	0.85	0.78	0.89	0.76	0.85
Nb	11.8	10.2	11.5	10.1	10.6	10.8	10.7	13.2	11.3	13.1	10.4	11.8
Ni	15.2	15.8	49.8	40.1	50.4	46.7	43.4	53.7	50.7	21.5	63.5	36.9
Pb	18.9	16.8	16.3	14.8	15.3	16.3	20.1	17.4	15.2	13.7	17.1	14.1
Rb	89.2	79.0	100.6	74.4	96.6	81.1	98.0	99.9	77.8	102.9	60.6	94.7
Sc	12.4	10.4	12.5	7.6	14.8	8.7	17.2	12.6	9.8	12.8	10.6	6.4
Sr	344	297	286	315	336	299	262	403	389	728	350	395
Ta	0.440	0.465	4.28	6.06	3.89	4.03	3.91	4.64	3.93	0.394	3.83	7.53
Th	9.50	9.65	8.21	4.17	7.52	5.23	7.99	8.18	5.89	9.66	4.18	4.04
U	1.90	1.93	2.98	2.79	3.52	2.53	3.39	2.99	3.19	2.99	3.10	9.89
V	101.6	92.8	121.3	131.4	113.6	108.8	127.1	116.4	83.3	102.4	99.8	144.4
Y	20.7	18.0	18.1	8.1	16.4	11.5	17.7	18.9	14.9	24.8	9.0	6.3
Zn	43.6	36.7	89.6	77.2	79.4	81.5	82.8	93.5	79.5	44.1	93.7	68.3
Zr	109.9	96.1	101.2	107.4	95.8	88.4	101.8	111.3	107.7	121.7	72.6	127.3

Core no.	GM33					GM34					
section (cm)	301–302	331–332	351–352	361–362	Mean (n = 16)	0–1	16–17	31–32	46–47	61–62	76–77
Ba	378	478	351	330	373 ± 49	334	300	335	367	346	390
Co	13.1	12.0	54.8	13.4	17 ± 11	16.3	11.0	11.6	12.8	13.0	13.0
Cr	77.0	101.2	278.2	76.6	85 ± 53	53.7	60.1	74.0	68.6	71.8	69.0
Cs	1.09	4.57	5.30	5.67	5.30 ± 1.87	6.68	5.73	1.84	7.13	7.13	7.30
Cu	33.3	41.9	18.4	31.8	29 ± 12.3	18.2	27.0	27.6	28.7	32.9	30.9
Hf	1.68	2.83	3.37	2.92	2.89 ± 0.45	3.23	2.65	1.90	3.05	3.01	3.19
Mo	0.81	0.91	0.94	0.80	1.10 ± 0.73	1.84	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8
Nb	11.5	11.3	15.0	11.4	11.5 ± 1.3	11.0	9.6	10.5	11.2	11.1	12.0
Ni	48.4	45.8	30.0	45.1	41 ± 14	18.3	41.4	47.5	49.2	48.5	47.5
Pb	14.8	15.8	11.6	16.3	16 ± 2	25.2	14.0	13.9	15.8	16.8	18.4
Rb	55.1	124.7	76.0	88.0	87 ± 17	86.7	81.5	61.7	99.9	98.3	101.9
Sc	4.1	8.3	18.7	8.6	11 ± 4	11.2	9.0	6.3	12.4	14.5	12.2
Sr	457	569	720	304	403 ± 146	385	258	275	327	319	333
Ta	6.36	6.91	0.557	4.17	3.8 ± 2.3	0.452	3.50	5.65	4.29	3.90	4.26
Th	2.11	4.25	9.85	5.58	6.6 ± 2.5	10.16	5.61	2.23	8.08	7.83	8.44
U	2.51	3.09	2.28	2.79	3.2 ± 1.8	2.02	2.44	2.23	2.86	2.60	2.85
V	121.4	155.2	158.4	108.9	118 ± 21	94.9	106.6	124.4	119.2	112.2	113.6
Y	3.5	8.8	23.1	12.1	14 ± 6	19.8	12.3	4.0	18.3	17.0	18.7
Zn	82.8	86.5	29.5	85.8	72 ± 21	47.0	77.6	75.5	86.3	86.2	89.3
Zr	74.9	152.6	133.3	97.9	106 ± 21	105.5	86.8	81.1	98.6	96.7	104.6

Core no.	GM34									
section (cm)	91–92	106–107	121–122	136–137	151–152	166–167	180–181	196–197	211–212	231–232
Ba	349	290	375	377	524	365	408	509	715	457
Co	12.2	11.5	11.5	11.2	9.8	11.9	21.2	14.4	12.0	13.2
Cr	63.1	68.0	60.3	60.0	47.0	63.0	82.2	88.0	58.8	67.5
Cs	4.59	2.71	5.59	2.72	2.85	2.44	6.62	3.38	3.00	5.20
Cu	28.6	26.5	29.9	27.6	21.4	30.2	18.3	33.9	34.5	38.8
Hf	2.52	1.95	3.17	2.70	2.35	2.74	2.73	2.56	2.41	3.08
Mo	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.7
Nb	11.5	11.1	11.2	10.9	9.0	10.9	10.2	11.6	10.2	11.8
Ni	43.5	44.8	41.5	41.7	36.8	46.1	20.2	62.1	48.0	46.0
Pb	15.5	14.9	18.8	14.6	11.2	14.5	13.4	14.8	14.0	16.2
Rb	81.1	61.8	86.3	60.8	89.6	57.7	100.2	83.9	89.8	81.4
Sc	9.3	7.1	12.2	6.0	6.1	7.4	10.9	9.3	5.9	8.9
Sr	316	278	345	355	547	368	699	494	653	510
Ta	4.13	4.19	4.15	3.97	5.38	4.03	0.00	6.33	6.22	4.27
Th	5.78	4.91	5.79	2.54	3.02	1.94	9.07	3.83	2.89	5.30
U	2.62	2.51	2.49	2.87	2.56	2.98	2.94	2.94	3.68	2.51
V	100.7	99.9	101.4	95.8	114.1	88.0	97.1	141.3	124.8	111.4
Y	12.0	8.8	14.9	5.6	6.5	7.3	22.6	9.2	6.4	13.1
Zn	79.3	74.1	77.8	72.7	59.0	77.7	36.0	99.4	88.9	89.4
Zr	82.6	69.0	100.1	88.6	126.1	85.0	105.1	116.3	118.9	104.5

(continued on next page)

Table 3 (continued)

Core no.	GM34									
	261–262	291–292	321–322	351–352	381–382	411–412	441–442	471–472	495–496	Mean (n = 25)
Ba	390	369	461	492	329	300	301	330	299	388 ± 97
Co	15.6	13.5	14.7	13.9	14.1	11.5	12.1	13.9	13.6	13 ± 2
Cr	87.4	66.5	86.1	97.5	75.2	69.4	72.6	74.6	65.0	70 ± 12
Cs	5.66	3.81	2.82	4.38	5.82	5.31	4.42	6.96	6.56	4.8 ± 1.7
Cu	36.8	34.1	40.1	42.1	37.8	29.3	36.0	39.6	35.2	31.4 ± 6.4
Hf	3.27	2.86	2.59	2.77	3.06	2.89	2.76	3.20	3.29	2.8 ± 0.4
Mo	0.9	0.8	0.8	0.9	0.7	0.6	0.7	0.8	0.7	0.8 ± 0.2
Nb	12.1	10.9	12.3	11.0	11.6	10.8	10.9	11.4	11.4	11 ± 0.8
Ni	52.3	44.5	47.2	45.9	45.9	41.6	45.3	45.5	41.9	43.7 ± 8.7
Pb	24.7	15.8	15.7	15.7	16.2	14.4	15.0	17.0	16.4	16.1 ± 3.1
Rb	82.0	64.2	79.4	116.5	88.8	83.1	71.0	98.2	98.3	84 ± 15
Sc	13.9	8.7	7.4	9.3	9.9	9.8	9.1	15.3	12.4	9.8 ± 2.7
Sr	467	378	625	687	467	430	357	492	364	429 ± 131
Ta	4.41	3.99	10.71	7.10	4.27	3.93	3.91	4.22	4.12	4.5 ± 2
Th	7.71	3.61	3.60	5.24	6.31	5.04	3.85	8.24	7.21	5.5 ± 2.3
U	3.35	2.53	2.44	2.42	2.60	2.78	2.74	2.84	2.65	2.7 ± 0.3
V	112.5	101.6	133.1	142.4	109.6	100.9	103.3	115.8	104.4	111 ± 14
Y	19.0	11.1	8.6	12.3	15.3	14.3	11.6	20.0	16.7	13 ± 5.2
Zn	88.2	79.0	76.7	85.3	88.4	78.2	82.3	82.9	79.8	78 ± 14
Zr	109.2	94.4	123.0	139.0	102.4	96.0	92.1	103.5	106.3	101 ± 16

Refer Table 2, for water depth, latitude and longitude.

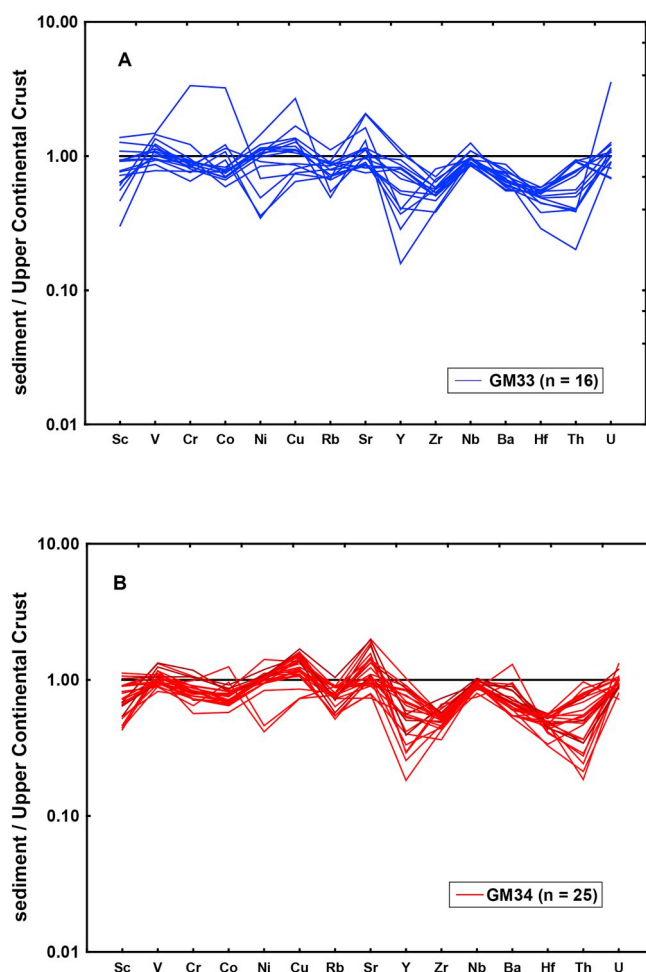


Fig. 6. Multi-element diagram for trace element concentrations normalized against upper continental crust values (UCC; Taylor and McLennan, 1985). A horizontal line for sand/upper continental crust value of 1 is included for reference. A) core GM33; B) core GM34.

ultramafic rocks (Garver et al., 1996). The Cr, Ni, and Cr/Ni ratios in cores GM33 (~54–278, ~15–64, and ~1.2–9.3, respectively) and GM34 (~47–97, ~18–62, and ~1.2–4.1, respectively) indicates that the sediments were probably derived from the combination of intermediate and mafic rocks like andesite and basalt, respectively. In addition, the bivariate (La/Sc and Co/Th) and ternary diagrams (Ni–Th–V) are constructed to make a discrimination between felsic and basic sources, which reveals that the sediments were derived from andesite located along the Gulf of Mexico coastal areas (Figs. 9 and 10, respectively). The REE patterns and Eu anomaly in clastic sediments can be used to infer sediment provenance, because they commonly retain the geochemical signature of the source rocks (Basu et al., 2016; Basu, 2017). Furthermore, similarity in REE patterns and Eu-anomalies at various intervals between the GM33 and GM34 cores indicates that the sediments were derived from a common source.

5.3. Heavy metal contamination

5.3.1. Enrichment factor

Calculation of enrichment factor is a common method to infer the degree of heavy metal contamination in sediments and to discriminate the natural and anthropogenic sources (Pakzad et al., 2014; Celis-Hernandez et al., 2018; Lazo et al., 2018). Among other major elements, we preferred Al_2O_3 content as a reference for normalization, because Al_2O_3 is considered as an immobile element, which represent the clay fraction in sediment (Lazo et al., 2018). EF is calculated based on the average values of UCC and PAAS, using the equation of Zoller et al. (1974), i.e. $\text{EF} = (\text{m}/\text{Al})_{\text{sample}} / (\text{m}/\text{Al})_{\text{Reference}}$, where $(\text{m}/\text{Al})_{\text{sample}}$ represents the metal/Al ratio of the samples and $(\text{m}/\text{Al})_{\text{Reference}}$ sample is the corresponding element/Al in the lower section of the core. In general, an EF value < 2 is considered as lithogenic origin and > 2 is considered as anthropogenic source (Grousset et al., 1995). According to Birch (2003) the EF values were classified into various classes, such as class 1 (1–2; no enrichment), class 2 (2–3; minor enrichment), class 3 (3–5; moderate enrichment), class 4 (5–10; moderately severe enrichment), class 5 (10–25; severe enrichment), class 6 (25–50; very severe enrichment), and class 7 (> 50; extremely severe enrichment). The EF calculated based on PAAS and UCC values for the heavy metals (Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, Zn and V) in the GM33 and GM34 cores are < 2, suggesting the absence of enrichment of heavy metal concentrations in sediments due to anthropogenic origin (Tables S5 and S6, respectively).

Table 4
Rare earth element concentrations (ppm) for the core sediments, Gulf of Mexico.

Core no.	GM33											
section (cm)	0–1	16–17	31–32	61–62	76–77	91–92	121–122	151–152	181–182	210–211	241–242	271–272
La	29.1	26.0	25.7	24.4	23.7	23.9	23.9	26.0	21.9	33.2	20.4	20.1
Ce	56.8	51.1	51.2	51.2	50.2	46.0	50.8	55.5	44.2	61.8	39.2	58.6
Pr	6.95	6.21	6.23	5.28	5.74	5.70	5.94	6.77	5.33	7.67	4.93	4.73
Nd	24.8	22.7	24.0	20.0	21.9	21.6	23.0	25.8	20.6	27.2	18.7	17.5
Sm	4.89	4.47	4.64	3.76	4.20	4.11	4.51	5.04	3.93	5.42	3.46	3.16
Eu	0.961	0.906	1.05	0.840	0.968	0.902	1.03	1.12	0.924	1.11	0.821	0.687
Gd	4.20	3.95	4.59	3.40	4.17	3.84	4.37	4.87	3.86	4.74	3.31	2.76
Tb	0.666	0.636	0.64	0.455	0.602	0.526	0.626	0.683	0.545	0.737	0.445	0.362
Dy	3.69	3.52	3.56	2.36	3.35	2.86	3.50	3.81	3.03	4.07	2.39	1.95
Ho	0.733	0.698	0.706	0.437	0.673	0.551	0.698	0.762	0.593	0.819	0.461	0.410
Er	1.96	1.89	2.09	1.24	1.97	1.61	2.05	2.19	1.75	2.16	1.34	1.05
Tm	1.96	0.277	0.285	0.160	0.270	0.214	0.283	0.295	0.237	0.307	0.169	0.130
Yb	1.94	1.91	1.91	1.02	1.79	1.37	1.90	1.99	1.58	2.09	1.12	0.88
Lu	0.281	0.281	0.286	0.144	0.266	0.201	0.283	0.293	0.238	0.305	0.155	0.114
LREE	122.6	110.4	111.7	104.6	105.7	101.3	108.1	119.1	96.0	135.3	86.8	104.2
HREE	13.7	13.2	14.1	9.2	13.1	11.2	13.7	14.9	11.8	15.2	9.4	7.7
ΣREE	137.3	124.5	126.9	114.6	119.7	113.4	122.9	135.2	108.7	151.6	97.0	112.5
Eu/Eu*	0.930	0.947	1.00	1.03	1.01	0.997	1.01	0.996	1.04	0.964	1.06	1.02
Ce/Ce*	0.870	0.874	0.882	0.980	0.937	0.858	0.929	0.912	0.892	0.844	0.851	1.31

Core no.	GM33					GM34					
section (cm)	301–302	331–332	351–352	361–362	Mean (n = 16)	0–1	16–17	31–32	46–47	61–62	76–77
La	18.3	21.3	35.2	23.4	24.8 ± 4.54	27.9	20.7	19.4	24.8	24.6	26.3
Ce	43.4	66.1	65.4	46.8	52.4 ± 7.84	55.4	42.2	41.2	50.2	49.9	53.9
Pr	4.41	5.09	8.28	5.63	5.9 ± 1.06	6.73	4.95	4.07	5.98	5.94	6.50
Nd	16.6	19.1	30.3	21.5	22.2 ± 3.64	24.5	18.7	15.3	22.6	22.6	24.8
Sm	2.87	3.60	5.92	3.96	4.2 ± 0.82	4.87	3.60	2.66	4.50	4.33	4.80
Eu	0.631	0.796	1.38	0.887	0.9 ± 0.18	0.976	0.822	0.575	1.01	1.01	1.08
Gd	2.56	3.27	5.37	3.81	3.9 ± 0.76	4.19	3.47	2.28	4.44	4.29	4.67
Tb	0.320	0.435	0.798	0.512	0.6 ± 0.13	0.679	0.481	0.291	0.621	0.607	0.667
Dy	1.64	2.40	4.15	2.77	3.1 ± 0.76	3.80	2.71	1.51	3.49	3.35	3.71
Ho	0.303	0.467	0.804	0.544	0.6 ± 0.16	0.758	0.533	0.274	0.695	0.680	0.739
Er	0.85	1.32	2.06	1.58	1.7 ± 0.42	2.01	1.54	0.78	2.07	1.96	2.16
Tm	0.101	0.170	0.295	0.204	0.2 ± 0.07	0.293	0.207	0.095	0.284	0.272	0.288
Yb	0.62	1.08	1.98	1.36	1.5 ± 0.47	1.96	1.37	0.64	1.91	1.80	1.98
Lu	0.080	0.149	0.281	0.199	0.2 ± 0.07	0.308	0.203	0.082	0.285	0.263	0.289
LREE	85.5	115.2	145.1	101.3	110 ± 15	119.4	90.2	82.6	108.1	107.3	116.4
HREE	6.5	9.3	15.7	11.0	12 ± 2.8	14.0	10.5	6.0	13.8	13.2	14.5
ΣREE	92.6	125.3	162.2	113.2	122 ± 18	134.3	101.5	89.2	122.9	121.6	132.0
Eu/Eu*	1.02	1.02	1.07	1.00	1.01 ± 0.04	0.948	1.02	1.02	0.987	1.02	0.996
Ce/Ce*	1.05	1.38	0.835	0.887	0.96 ± 0.16	0.880	0.908	1.01	0.896	0.900	0.899

Core no.	GM34									
section (cm)	91–92	106–107	121–122	136–137	151–152	166–167	180–181	196–197	211–212	231–232
La	24.1	20.8	22.5	21.8	17.3	16.6	30.7	28.0	19.6	24.2
Ce	49.5	42.8	46.5	44.4	55.8	33.0	57.6	55.7	53.8	47.5
Pr	5.89	5.15	5.54	5.33	4.17	3.91	7.06	5.43	4.63	5.93
Nd	22.1	19.5	21.3	20.4	15.6	14.9	25.2	20.6	17.5	22.6
Sm	4.14	3.68	4.07	3.55	2.89	2.82	5.14	3.80	3.14	4.17
Eu	0.920	0.822	0.948	0.800	0.665	0.661	1.05	0.863	0.747	0.977
Gd	3.88	3.43	4.03	3.26	2.73	2.76	4.41	3.49	2.83	3.98
Tb	0.546	0.462	0.578	0.433	0.367	0.378	0.698	0.466	0.372	0.561
Dy	2.94	2.47	3.25	2.24	1.99	2.09	3.86	2.53	2.02	3.08
Ho	0.573	0.475	0.646	0.436	0.384	0.413	0.758	0.475	0.395	0.612
Er	1.70	1.36	1.91	1.21	1.07	1.18	2.10	1.36	1.09	1.74
Tm	0.218	0.176	0.251	0.152	0.140	0.153	0.285	0.175	0.140	0.232
Yb	1.47	1.12	1.67	0.96	0.89	0.99	1.93	1.12	0.86	1.53
Lu	0.212	0.160	0.252	0.133	0.123	0.149	0.274	0.154	0.121	0.222
LREE	105.7	92.0	100.0	95.4	95.7	71.2	125.7	113.5	98.7	104.4
HREE	11.5	9.7	12.6	8.8	7.7	8.1	14.3	9.8	7.8	12.0
ΣREE	118.2	102.4	113.5	105.0	104.1	80.0	141.1	124.2	107.3	117.3
Eu/Eu*	1.01	1.02	1.03	1.03	1.04	1.04	0.964	1.04	1.10	1.05
Ce/Ce*	0.907	0.899	0.907	0.897	1.43	0.891	0.852	0.976	1.23	0.864

(continued on next page)

Table 4 (continued)

Core no.	GM34									
	section (cm)	261–262	291–292	321–322	351–352	381–382	411–412	441–442	471–472	495–496
La	26.1	19.0	27.5	23.3	24.8	21.5	19.8	26.7	24.4	23.3 ± 3.6
Ce	50.1	38.9	55.3	67.1	49.2	42.6	39.1	53.8	51.7	49.1 ± 7.4
Pr	6.31	4.75	5.27	5.53	6.01	5.30	4.84	6.48	6.03	5.5 ± 0.83
Nd	24.5	18.4	19.8	21.1	23.1	20.3	18.9	25.1	22.7	20.9 ± 3.05
Sm	4.75	3.55	3.56	3.99	4.46	3.91	3.59	4.83	4.39	4 ± 0.68
Eu	1.11	0.828	0.785	0.921	1.03	0.903	0.838	1.11	1.00	0.9 ± 0.14
Gd	4.66	3.47	3.24	3.81	4.31	3.84	3.45	4.75	4.38	3.8 ± 0.67
Tb	0.671	0.499	0.420	0.518	0.598	0.555	0.491	0.698	0.616	0.5 ± 0.11
Dy	3.78	2.75	2.26	2.89	3.33	3.09	2.72	3.81	3.45	2.9 ± 0.67
Ho	0.740	0.539	0.430	0.561	0.658	0.615	0.544	0.772	0.684	0.6 ± 0.14
Er	2.19	1.58	1.19	1.59	1.92	1.77	1.57	2.22	1.97	1.6 ± 0.41
Tm	0.295	0.206	0.152	0.209	0.253	0.237	0.206	0.302	0.268	0.2 ± 0.06
Yb	1.94	1.38	0.96	1.35	1.68	1.57	1.40	2.06	1.80	1.5 ± 0.42
Lu	0.294	0.206	0.134	0.191	0.244	0.233	0.198	0.301	0.268	0.2 ± 0.07
LREE	111.8	84.6	111.4	121.0	107.6	93.6	86.2	117.0	109.3	103 ± 14
HREE	14.6	10.6	8.8	11.1	13.0	11.9	10.6	14.9	13.4	11.3 ± 2.5
ΣREE	127.5	96.0	121.0	133.1	121.6	106.4	97.6	133.0	123.7	115 ± 15.5
Eu/Eu*	1.04	1.04	1.01	1.04	1.03	1.02	1.05	1.02	1.00	1.02 ± 0.03
Ce/Ce*	0.850	0.892	0.993	1.29	0.877	0.871	0.872	0.891	0.928	0.95 ± 0.15

Refer Table 2, for water depth, latitude and longitude. Ce/Ce* denotes $Ce_{NASC}/[(La_{NASC})(Pr_{NASC})]^{1/2}$, Eu/Eu* = $Eu_{NASC}/[(Sm_{NASC})(Gd_{NASC})]^{1/2}$. NASC = North American shale composite (Gromet et al., 1984). LREE = La + Ce + Pr + Nd + Pm; HREE = Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu.

However, EF values for Sr content in core GM34 are slightly enriched, which falls under class 2 and indicates minor enrichment. Apart from the anthropogenic activity the Sr content in sediments may indicate the concentration of unstable minerals like pyroxene and feldspar.

Bindeman and Davis (2000) observed that strontium is a compatible element in feldspars and has a high partition coefficient value for pyroxenes (Frei et al., 2009). The CIA values also revealed a moderate weathering intensity for the core sediments, which is consistent with the above observation.

5.3.2. Geo-accumulation index

Geo-accumulation index (I_{geo}) is a common method followed in various studies to evaluate the degree of contamination of heavy metals (Gopal et al., 2016; Kalaivanan et al., 2016). I_{geo} can be calculated by an equation, $\log_2(C_n/1.5 \times B_n)$ (Muller, 1969; 1979), where C_n is the measured concentration of the metal “n” in the sediment sample, B_n is the geochemical background concentration of metal “n”, and the value of 1.5 is a factor that considers possible variability generated by lithological variations. The I_{geo} consists of seven grades, i.e. Class 0 ($I_{geo} = < 0$, practically uncontaminated), Class 1 ($0 < I_{geo} < 1$, uncontaminated to moderately contaminated), Class 2 ($1 < I_{geo} < 2$; moderately contaminated), Class 3 ($2 < I_{geo} < 3$, moderately to highly contaminated), Class 4 ($3 < I_{geo} < 4$, highly contaminated), Class 5 ($4 < I_{geo} < 5$, highly to extremely contaminated). The I_{geo} values calculated for the cores GM33 and GM34 are < 0 and fit in Class 0 (practically uncontaminated) (Table S7). The interpretation based on I_{geo} is consistent with the EF, which implies that the concentration of heavy metals in sediments is not due to anthropogenic source. Hence, we consider that the Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, Zn and V in sediments were probably derived by the weathering of intermediate source rocks like andesite and basalt.

5.4. Depositional environment based on geochemistry data and benthic foraminiferal distribution

The concentration of trace elements such as V, U, Cr, Cu, and Zn and its elemental ratios in clastic sediments are very sensitive to the depositional environment and were commonly used in various studies to infer the paleoredox condition (Hua et al., 2013; Hu et al., 2017; Madhavaraju et al., 2016b; Ramos-Vázquez et al., 2017; Touati, 2017; Bansal et al., 2018; Wang et al., 2018a). Vanadium content in sediments also increases under sub-oxic and anoxic conditions, and the V/Cr ratio increases with decreasing oxygen in the water column (Tribovillard et al., 2006). Jones and Manning (1994), documented that V/Cr ratios below 2 represent oxic condition, while above 4.5 suggest anoxic condition. These authors further stated that Ni/Co ratios < 5 , 5–7,

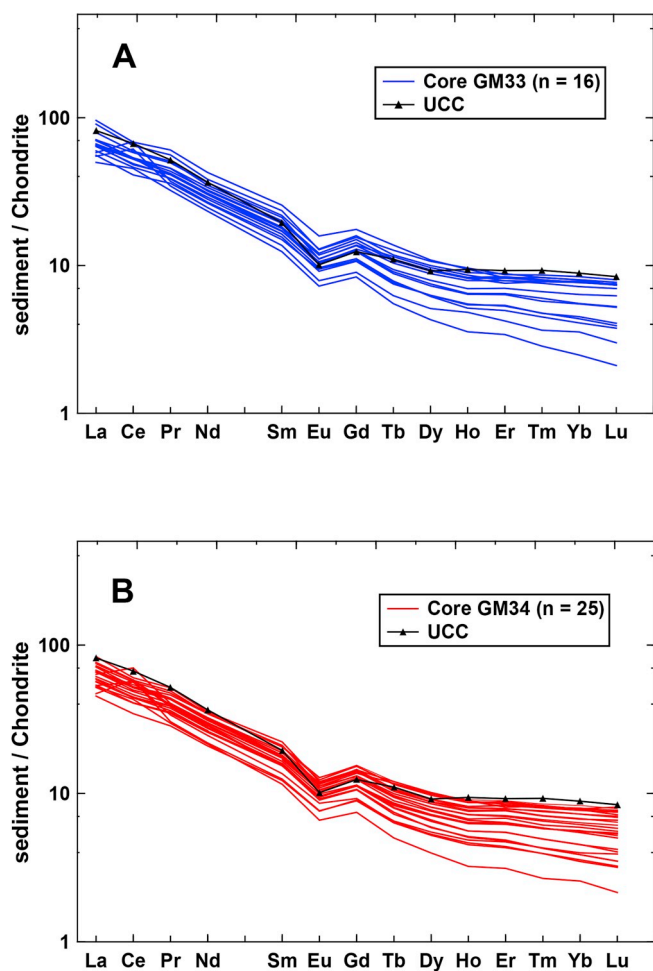


Fig. 7. Chondrite normalized REE patterns for the sediment cores from the Gulf of Mexico (Taylor and McLennan, 1985). A) core GM33; B) core GM34.

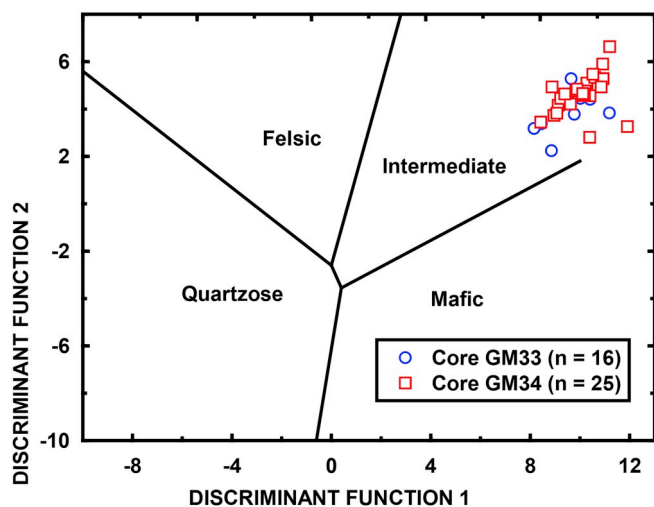


Fig. 8. Provenance discriminant function diagram of Roser and Korsch (1988). The discriminant functions are: $DF1 = (1.773 * TiO_2) + (0.607 * Al_2O_3) + (0.760 * Fe_2O_3) + (1.5 * MgO) + (0.616 * CaO) + (0.509 * Na_2O) + (1.224 * K_2O) + (9.09)$; $DF2 = (0.445 * TiO_2) + (0.07 * Al_2O_3) + (0.25 * Fe_2O_3) + (1.142 * MgO) + (0.438 * CaO) + (1.475 * Na_2O) + (1.426 * K_2O) + (6.861)$.

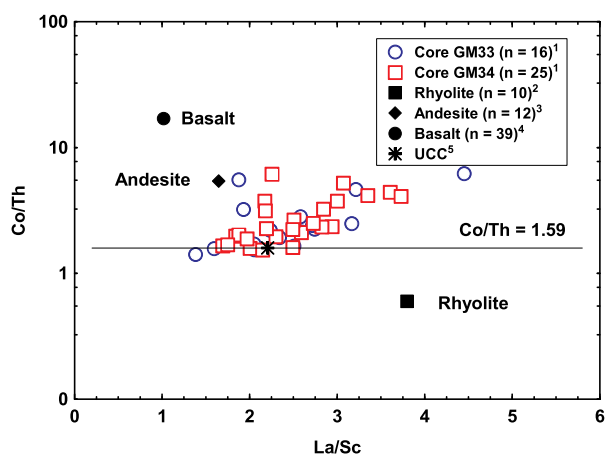


Fig. 9. La/Sc versus Co/Th bivariate plot for the sediment cores of the Gulf of Mexico. n = number of samples; ¹ this study; Average data compiled from the Gulf of Mexico coastal areas for comparison are from ² Verma (2001a; 2001b); ³ Rosales-Lagarde et al. (2005); ⁴ Verma (2000; 2001a, 2001b); ⁵ Taylor and McLennan (1985).

and > 7, reflect oxic, sub-oxic, and redox conditions, respectively. Similarly, Cu/Zn and $(Cu + Mo)/Zn$ ratios increase from oxic (< 1) to redox (> 1) depositional conditions (Hallberg, 1976). The authigenic uranium content is also considered as an index of bottom water anoxia, expressed as $U_{au} = (total\ U) - Th/3$. The U_{au} content > 12 represents anoxic, 5 to 12 indicates suboxic to dyoxic and < 5 indicates an oxic depositional conditions. As mentioned above, in this study, the V/Cr, Ni/Co, Cu/Zn, $(Cu + Mo)/Zn$, and U_{au} contents in sediment cores GM33 (~0.57–1.91, ~0.5–4.7, ~0.28–0.72, ~0.29–0.73, ~1.28–8.54, respectively) and GM34 (~1.18–2.43, ~0.95–4.3, ~0.33–0.52, ~0.34–0.53, ~1.37–2.71, respectively) are within the limit proposed for oxic condition, which suggest an oxic depositional environment.

On the other hand, benthic foraminiferal distributions have been widely used in the reconstruction of paleo-environments due to its specificity for environmental parameters (depth, type of substrate, quality and quantity or organic matter, oxygen, water masses, etc.), their capability of preservation in sediments (due to its mineralized shells), and to the fact that they allow statistical studies with a small

quantity of sample (due to its small size; Murray, 2006). In recent years, numerous studies have investigated the tolerance of benthic foraminifera to oxygen depletion, either by natural (seasonal, hydrocarbon seepage, global warming), or anthropogenic effects such as eutrophication of coastal zones, oil industry, etc. (Sen Gupta and Machain-Castillo, 1993; Sen Gupta et al., 1996, 2009a; b; Gooday et al., 2009; Langlet et al., 2013), and therefore are useful to document changes in redox potential at the sediment/water interface (Jorissen et al., 2007; Hastings et al., 2016).

Most of the foraminiferal species identified in both cores are characteristic of bathyal environment in the Gulf of Mexico (Denne and Sen Gupta, 1991, 1993; Sen Gupta et al., 2009a; Machain-Castillo et al., 2010) particularly in the *Bolivina* – *Bulimina* Facies (Poag, 2015), related to the Oxygen Minimum water mass in the Gulf of Mexico. Indeed, some of the species, mainly those of the genera *Bolivina* and *Bulimina*, have a wide tolerance to low oxygen concentrations and can tolerate periods of anoxia (Perez-Cruz and Machain, 1990; Sen Gupta and Machain-Castillo, 1993; Sen Gupta et al., 2009b). The dominance of *Bolivina* sp. in Factor 2 (Holocene) suggests a decrease in oxygen concentrations, as well as the relevant factor loadings of MnO and Mo, the elements which are commonly associated with low oxic condition (Table S2). It has been reported that glacial bathyal and abyssal waters in the Gulf of Mexico were less corrosive than present time, allowing the preservation of aragonitic and high - Mg calcitic foraminifera and mollusks in late Pleistocene sediments (Machain-Castillo et al., 1998, 2010). During the Holocene, as the Laurentide Ice Sheet retreated and the North Atlantic deep water moved northward and more CO_2 - depleted water entered into the Gulf of Mexico (Simms et al., 2007). Hence, dissolution - prone organisms were not preserved in the sediments, even though the sea level changes were not strong enough for most foraminiferal species, so they continued thriving in the Gulf of Mexico. This is also similar for the geochemical composition of sediments. Most of the major, trace, and REEs maintained their concentrations for more than ~34,000 years, suggesting a homogenous provenance. However, few redox sensitive elements (MnO and Mo) were sensitive enough to indicate subtle changes in oxygenation.

5.5. Tectonic setting

The geochemical composition of detrital sediments is useful to infer the plate tectonic setting of sedimentary basins (Bhatia, 1983; Armstrong-Altrin, 2015; Etemad-Saeed et al., 2011, 2015). Several studies were utilized the tectonic discrimination diagrams of Bhatia (1983) and Roser and Korsch (1986) to infer tectonic setting of

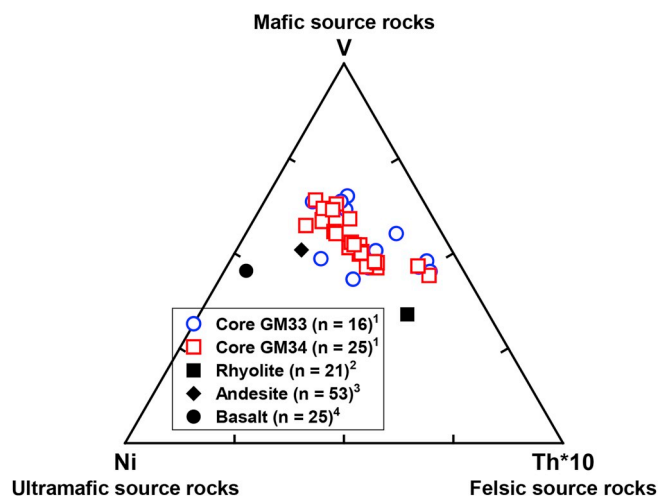


Fig. 10. Ni–Th*10–V ternary diagram for the core sediments (Bracciali et al., 2007). Average compositions of source rocks are also plotted for comparison; see Fig. 7, for references.

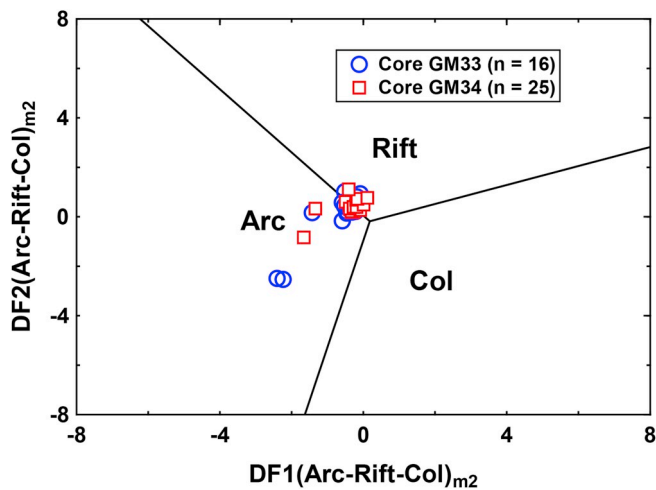


Fig. 11. Discriminant-function multi-dimensional diagram for low-silica clastic sediments (Verma and Armstrong-Altrin, 2013). The subscript m_2 in DF1 and DF2 represents the low-silica equation based on \log_e -ratio of major elements. Discriminant function equations are:

$$DF1_{(Arc-Rift-Col)m_2} = (0.608 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-1.854 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.299 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-0.550 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.120 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.194 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.510 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (1.941 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.003 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 0.294$$

$$DF2_{(Arc-Rift-Col)m_2} = (-0.554 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-0.995 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (1.765 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.391 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-1.034 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.225 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (0.713 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.330 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.637 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 3.631.$$

unknown basins (Khan and Khan, 2015; Xiang et al., 2015; Kundu et al., 2016; Pandey and Parcha, 2017; Zaid, 2017; Ma et al., 2018). On the other hand, few studies cautioned the functioning or discrepancies encountered when applying these diagrams for tectonic inferences (Armstrong-Altrin and Verma, 2005; Dostal and Keppie, 2009; Armstrong-Altrin, 2015; Anani et al., 2017; Girelli et al., 2018). In this study, we prefer to apply the discriminant-function diagrams proposed by Verma and Armstrong-Altrin (2013, 2016) to understand the tectonic setting of the southwestern Gulf of Mexico. These diagrams were utilized in various studies to infer the tectonic setting of an unknown terrane and a good performance was addressed by various authors (Zaid et al., 2017, 2018; Wang et al., 2018a). In fact, Verma and Armstrong-Altrin (2013) discriminant function diagram is efficient to classify

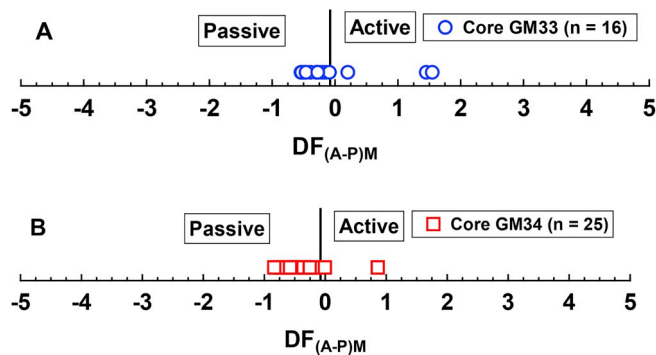


Fig. 12. Major element (M) based diagram for the discrimination of active (AM) and passive (PM) margin settings (Verma and Armstrong-Altrin, 2016). The function $(DF_{(A-P)M})$ is derived from an equation: $DF_{(A-P)M} = (3.0005 \times ilr_{1TiM}) + (-2.8243 \times ilr_{2AlM}) + (-1.0596 \times ilr_{3FeM}) + (-0.7056 \times ilr_{4MnM}) + (-0.3044 \times ilr_{5MgM}) + (0.6277 \times ilr_{6CaM}) + (-1.1838 \times ilr_{7NaM}) + (1.5915 \times ilr_{8KM}) + (0.1526 \times ilr_{9PM}) - 5.9948$. ilr = isometric log-ratio transformation. A) core GM33; B) core GM34.

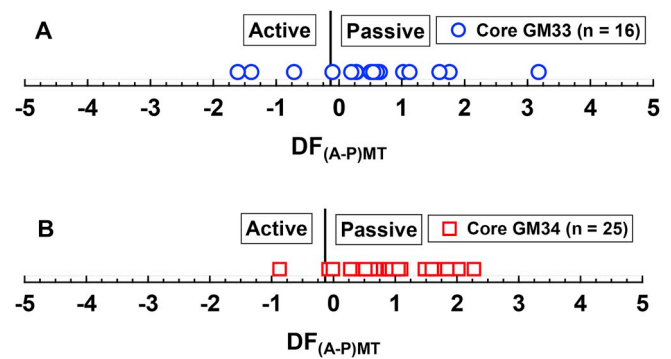


Fig. 13. Major and trace elements (MT) based diagram for the discrimination of active (A) and passive (P) margin settings (Verma and Armstrong-Altrin, 2016). The function $(DF_{(A-P)MT})$ is to be calculated from equation: $DF_{(A-P)MT} = (3.2683 \times ilr_{1TiMT}) + (5.3873 \times ilr_{2AlMT}) + (1.5546 \times ilr_{3FeMT}) + (3.2166 \times ilr_{4MnMT}) + (4.7542 \times ilr_{5MgMT}) + (2.0390 \times ilr_{6CaMT}) + (4.0490 \times ilr_{7NaMT}) + (3.1505 \times ilr_{8KM}) + (2.3688 \times ilr_{9PM}) + (2.8354 \times ilr_{10CrMT}) + (0.9011 \times ilr_{11NbMT}) + (1.9128 \times ilr_{12NiMT}) + (2.9094 \times ilr_{13VMT}) + (4.1507 \times ilr_{14YMT}) + (3.4871 \times ilr_{15ZrMT}) - 3.2088$. ilr = isometric log-ratio transformation. A) core GM33; B) core GM34.

sediments originated from three different tectonic settings, namely, island arc, rift, and collision (Fig. 11). Similarly, Verma and Armstrong-Altrin (2016) discrimination diagram is capable to discriminate sediments derived from active and passive margin settings, which was proposed by major element (Fig. 12a and b) and by the combination of major and trace element concentrations (Fig. 13a and b). In this diagram, the active margin field represents the sediments derived from arc and collision settings, and the passive margin setting represents rift setting. On these tectonic discrimination diagrams, except three samples, others are plotted in the rift and passive margin fields (Figs. 11–13), which is consistent with the tectonic history of the Gulf of Mexico (Bartok, 1993). However, three samples plot in the active margin field probably represents the sediments derived from the Central Mexican Volcanic Belt, which ends at Veracruz State in the coastal region of the southern Gulf of Mexico (Verma and Verma, 2018).

6. Conclusions

The foraminiferal assemblages and geochemical composition of two core sediments was discussed to provide useful constraints on their provenance and depositional history. The maximum radiocarbon age and the average sedimentation rate are calculated as $34,346 \pm 280$ cal Yrs. BP and 0.014 cm/yr, respectively. The weathering indices based on major element concentrations represent a moderate intensity of weathering in the source area. The Cr, Ni, Cu, Cr/Ni ratio and the chondrite normalized REE patterns indicate that the sediments were probably derived from the combination of intermediate and mafic rocks like andesite and basalt. The tectonic discrimination diagrams reveal a passive margin setting for the southwestern part of the Gulf of Mexico. The redox sensitive trace elements like V, U, Cr, Cu, and Zn reflect an oxic depositional environment. The benthic foraminiferal assemblages and MnO and Mo concentrations also indicate more oxic bottom water conditions during the late Pleistocene. The compositional resemblance between the two sediment cores is suggesting consistency in sediment provenance throughout the last 34,346 years.

Acknowledgements

Mayla A. Ramos-Vázquez is grateful to the Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología (PCML) postgraduate program and to CONACyT for a doctoral fellowship (No. 595593/308610). JSA is grateful to the Programa de Apoyo a proyectos de Investigación e Innovación

Tecnológica Project (PAPIIT; no: IN106117) and to the Institutional project (no. 616) for financial support. We would like to thank the staffs Eduardo Morales Garza, Ricardo M., Susana Santiago-Perez, Arturo Ronquillo Arvizu, Patricia Girón García, and Rufino Santacruz for providing laboratory facilities. We are indebted to Carlos Linares-López and Teodoro Hernández Treviño for their assistance in mineral identification. We thank Alejandro Rodríguez-Ramírez, Xinantecatl A. Navaferrández, and Laura Almaraz-Ruiz for their help with foraminiferal processing and statistical analysis. We are grateful to Laura E. Gómez-Lizárraga, ICML, UNAM, for her help in SEM study. We appreciate the support received by the Project “FACIES-PEMEX-PEP No: 420401851” and the crew of Justo Sierra for their assistance during sampling.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data related to this article can be found at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.025>.

References



- Abedini, A., Calagari, A.A., 2017. Geochemistry of claystones of the Ruteh Formation, NW Iran: implications for provenance, source-area weathering, and paleo-redox conditions. *J. Mineral. Geochim.* 194/2, 107–123.
- An, W., Kuang, H.-W., Liu, Y.-Q., Peng, N., Xu, K.-M., Xu, H., Zhang, P., Wang, K.-B., Chen, S.-Q., Zhang, Y.-X., 2016. Detrital zircon dating and tracing the provenance of dinosaur bone beds from the late Cretaceous wangshi group in Zhucheng, Shandong, East China. *J. Palaeogeogr.* 5 (1), 72–99.
- Anani, C.Y., Mahamuda, A., Kwaiyisi, D., Asiedu, D.K., 2017. Provenance of sandstones from the Neoproterozoic Bombouaka group of the Volta basin, Northeastern Ghana. *Arab J. Geosci.* 10, 465.
- Anaya-Gregorio, A., Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Montiel-García, P.C., Ramos-Vázquez, M.A., 2018. Textural and geochemical characteristics of late Pleistocene to Holocene fine-grained deep-sea sediment cores (GM6 and GM7), recovered from southwestern Gulf of Mexico. *J. Palaeogeogr.* 7 (3), 253–271.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2009. Provenance of sands from Cazonas, Acapulco, and Bahía Kino beaches, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 26, 764–782.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2015. Evaluation of two multi-dimensional discrimination diagrams from beach and deep sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *Int. Geol. Rev.* 57, 1446–1461.
- Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic setting. *Sediment. Geol.* 177, 115–129.
- Armstrong-Altrin, J.S., Natalhy-Pineda, O., 2014. Microtextures of detrital sand grains from the Tecolutla, Nautla, and Veracruz beaches, western Gulf of Mexico, Mexico: implications for depositional environment and palaeoclimate. *Arab J. Geosci.* 7 (10), 4321–4333.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., García, D., Eby, N., Balam, V., Cruz-Ortiz, N.L., 2012. Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: implication for provenance. *Chem. Erde-Geochem.* 72, 345–362.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosales-Hoz, L., Lee, Y.I., Balam, V., Cruz-Martinez, A., Avila-Ramirez, G., 2013. Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango region, Hidalgo, eastern Mexico: implications of source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *CR. Geosci.* 345, 185–202.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Córdoba-Saldaña, L.P., 2014. Geochemistry of sands along the San Nicolás and San Carlos beaches, Gulf of California, Mexico: implication for provenance. *Turk. J. Earth Sci.* 23, 533–558.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Balam, V., Natalhy-Pineda, O., 2015a. Petrography and geochemistry of sands from the Chachalacas and Veracruz beach areas, western Gulf of Mexico, Mexico: constraints on provenance and tectonic setting. *J. S. Am. Earth Sci.* 64, 199–216.
- Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.A., Ruiz-Fernández, A.C., 2015b. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Contin. Shelf Res.* 95, 15–26.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Trejo-Ramírez, E., 2017. Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: implications for palaeoweathering, provenance, and tectonic setting. *Geol. J.* 52 (4), 559–582.
- Armstrong-Altrin, J.S., Ramos-Vázquez, M.A., Zavala-León, A.C., Montiel-García, P.C., 2018. Provenance discrimination between Atasta and Alvarado beach sands, western Gulf of Mexico, Mexico: constraints from detrital zircon chemistry and U-Pb geochronology. *Geol. J.* 1–25.
- Bansal, U., Banerjee, S., Ruidas, D.K., Pande, K., 2018. Origin and geochemical characterization of the glauconites in the upper Cretaceous Lameta formation, Narmada basin, central India. *J. Palaeogeogr.* 7 (2), 99–116.
- Bartok, P., 1993. Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics* 12 (2), 441–459.
- Basu, A., 2017. Evolution of siliciclastic provenance inquiries: a critical appraisal. In: Mazumder, R. (Ed.), *Sediment Provenance*. Elsevier Amsterdam, Netherlands, pp. 5–23. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803386-9.00002-2>. (Chapter 2).
- Basu, A., Bickford, M.E., Deasy, R., 2016. Inferring tectonic provenance of siliciclastic rocks from their chemical compositions: a dissent. *Sediment. Geol.* 336, 26–35.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* 91, 611–627.
- Bindeman, I.N., Davis, A.M., 2000. Trace element partitioning between plagioclase and melt: investigation on dopant influence on partition behavior. *Geochim. Cosmochim. AC* 64, 2863–2878.
- Birch, G., 2003. A scheme for assessing human impacts on coastal aquatic environments using sediments. In: Woodcoffe, C.D., Furness, R.A. (Eds.), *Coastal GIS 2003*. Wollongong University Papers in Centre for Maritime Policy, Australia.
- Bracciali, L., Marroni, M., Pandolfi, L., Rocchi, S., 2007. Geochemistry and petrography of western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. In: In: Arribas, J., Critelli, S., Johnson, M.J. (Eds.), *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*, vol. 420. Geological Society of America, Special Paper, pp. 73–93.
- Carranza-Edwards, A., Centeno-García, E., Rosales-Hoz, L., Cruz, R.L.-S., 2001. Provenance of beach gray sands from western México. *J. S. Am. Earth Sci.* 14, 291–305.
- Celis-Hernandez, O., Rosales-Hoz, L., Andrew, B.C., Carranza-Edwards, A., Ian, W.C., Hernandez-Hernandez, H., 2018. Historical trace element accumulation in marine sediments from the Tamaulipas shelf, Gulf of Mexico: an assessment of natural vs anthropogenic inputs. *Sci. Total Environ.* 622–623, 325–336.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. AC* 59, 2919–2940.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian - Permian age, Colorado, U.S.A.: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181–203.
- Cullers, R.L., 2002. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.* 191, 305–327.
- Cullers, R.L., Bock, B., Guidotti, C., 1997. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: Redistribution of the rare earth elements. *Geochim. Cosmochim. AC* 61, 1847–1861.
- Day, J.W., Yañez-Arancibia, A., Mitsch, W.J., Lara-Dominguez, A.L., Day, J.N., Ko, J.-Y., Lane, R., Lindsey, J., Zarate-Lomeli, D., 2003. Using ecotechnology to address water quality and wetland habitat loss problems in Mississippi basin: a hierarchical approach. *Biotechnol. Adv.* 22, 135–159.
- Denne, R.A., Sen Gupta, B.K., 1991. Association of bathyal foraminifera with water masses in the northwestern Gulf of Mexico. *Mar. Micropaleontol.* 17, 173–193.
- Denne, R.A., Sen Gupta, B.K., 1993. Matching of benthic foraminiferal depth limits and water-mass boundaries in the northwestern Gulf of Mexico; an investigation of species occurrences. *J. Foraminif. Res.* 23, 108–117.
- Dostal, J., Keppie, J.D., 2009. Geochemistry of low-grade clastic rocks in the Acatlán Complex of southern Mexico: Evidence for local provenance in felsic-intermediate igneous rocks. *Sediment. Geol.* 222, 241–253.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Armstrong-Altrin, J.S., 2011. Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidence for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. *J. Afr. Earth Sci.* 61, 142–159.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Adabi, M.H., Sadeghi, A., Houshmandzadeh, A., 2015. Provenance of Neoproterozoic sedimentary basement of northern Iran, Kahar Formation. *J. Afr. Earth Sci.* 111, 54–75.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleo-weathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921–924.
- Fedorovi, A.M., Makrygina, V.A., Nepomnyashchikh, A.I., Zhaboedov, A.P., Parshin, A.V., Posokhov, V.F., Sokolnikova, Y.V., 2018. Geochemistry and petrology of superpure quartzites from East Sayan Mountains, Russia. *Acta Geochim.* <https://doi.org/10.1007/s11631-018-0268-5>.
- Ferdous, N., Farazi, A.H., 2016. Geochemistry of Tertiary sandstones from southwest Sarawak, Malaysia: implications for provenance and tectonic setting. *Acta Geochim.* <https://doi.org/10.1007/s11631-016-0098-2>.
- Frei, D., Liebscher, A., Franz, G., Wunder, B., Klemme, S., Blundy, J., 2009. Trace element partitioning between orthopyroxene and anhydrous silicate melt on the Iherzolite solidus from 1.1 to 3.2 GPa and 1,230 to 1,535 °C in the model system Na₂O–CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.* 157, 473–490.
- Frontalini, F., Coccioni, R., 2011. Benthic foraminifera as bioindicators of pollution: a review of Italian research over the last three decades. *Rev. Micropaleontol.* 54 (2), 115–127.
- Garver, J.I., Royce, P.R., Smick, T.A., 1996. Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *J. Sediment. Res.* 66, 100–106.
- Girelli, T.J., Chemale, F., Correa-Lavina, E.L., Laux, J.H., Marques-Bongiolo, E., Lana, C., 2018. Granulite accretion to Rio de la Plata Craton, based on zircon U-Pb-Hf isotopes: Tectonic implications for Columbia Supercontinent reconstruction. *Gondwana Res.* 56, 105–118.
- Girty, G.H., Ridge, D.L., Knaack, C., Johnson, D., Al-Riyami, R.K., 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *J. Sediment. Res.* 66, 107–118.
- Goody, A.J., Jorissen, F., Levin, L.A., Middelburg, J.J., Naqvi, S.W.A., Rabalais, N.N., Scranton, M., Zhang, J., 2009. Historical records of coastal eutrophication-induced hypoxia. *Biogeosciences* 6 (8), 1707–1745.

- Gopal, V., Kalpana, G., Nethaji, S., Jayaprakash, M., 2016. Geochemical study of core sediments from Ennore Creek, North of Chennai, Tamil Nadu, India. *Arab J. Geosci.* 9, 141. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2140-9>.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The North American shale composite: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. AC* 48, 2469–2482.
- Grousset, F.E., Quétel, C.R., Thomas, B., Donard, O.F.X., Lambert, C.E., Quillard, F., Monaco, A., 1995. Anthropogenic vs. lithogenic origins of trace elements (As, Cd, Pb, Rb, Sb, Sc, Sn, Zn) in water column particles: northwestern Mediterranean Sea. *Mar. Chem.* 48, 291–310.
- Hallberg, R.O., 1976. A geochemical method for investigation of paleoredox conditions in sediments. *Ambio Spec. Rep.* 139–147.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.* 55 (3e4), 319–322.
- Hastings, D.W., Schwing, P.T., Brooks, G.R., Larson, R.A., Morford, J.L., Roeder, T., Quinn, K.A., Bartlett, T., Romero, I.C., Hollander, D.J., 2016. Changes in sediment redox conditions following the BP DWH blowout event. *Deep-Sea Res. Part II: tropical Studies in Oceanography* 129, 167–178.
- Hernández-Hinojosa, V., Montiel-García, P.C., Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Kasper-Zubillaga, J.J., 2018. Textural and geochemical characteristics of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico. *Carpathian. J. Earth Sci. Environ.* 13 (1), 161–174.
- Hou, Q., Mou, C., Wang, Q., Tan, Z., Ge, X., Wang, X., 2018. Geochemistry of Sandstones from the Silurian Hanxia Formation, North Qilian Belt, China: implication for provenance, weathering and tectonic setting. *Geochim. Int.* 56 (4), 362–377.
- Hu, G., Hu, W.-X., Cao, J., Yang, R.-F., Chen, H.-Y., Zhao, D.-F., Pang, Q., Wang, H.-Y., Tan, X.-C., 2017. The distribution, hydrocarbon potential, and development of the Lower Cretaceous black shales in coastal southeastern China. *J. Palaeogeogr.* 6 (4), 333–351.
- Hua, G., Yuansheng, D., Lian, Z., Jianghai, Y., Hu, H., Min, L., Yuan, W., 2013. Trace and rare earth elemental geochemistry of carbonate succession in the Middle Gaoyuzhuang Formation, Pingquan Section: Implications for Early Mesoproterozoic Ocean redox conditions. *J. Palaeogeogr.* 2 (2), 209–221.
- Jarvis, K.E., 1988. Inductively coupled plasma mass spectrometry: a new technique for the rapid or ultra-level determination of the rare-earth elements in geological materials. *Chem. Geol.* 68, 31–39.
- Jones, B., Manning, D.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in Ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111, 111–129.
- Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E., 2007. Paleoceanographical proxies based on deep sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In: Hillaire-Marcel, C., DeVernal, A. (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography: Pt. 2: Biological Tracers and Biomarkers*. Elsevier, Amsterdam, pp. 263–326.
- Kalaivanan, R., Jayaprakash, M., Nethaji, S., Gopal, V., Giridharan, L., 2016. Geochemical variations of core sediments of Pichavaram Lagoon, southeast coast of Tamil Nadu, India: a provenance and paleoenvironmental study. *Environ. Earth Sci.* 75, 1188.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Armstrong-Altrin, J.S., Carranza-Edwards, A., Morton-Bermea, O., Lozano-Santa-Cruz, R., 2013. Control in beach and dune sands of the Gulf of Mexico and the role of nearby rivers. *Int. J. Geosci.* 4, 1157–1174.
- Kennett, J.P., Huddlestun, P., 1972. Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western Gulf of Mexico. *Quat. Res. (Tokyo)* 2, 38–69.
- Kennett, J.P., Elmstrom, K., Penrose, N., 1985. The last deglaciation in Orca Basin, Gulf of Mexico: high-resolution planktonic foraminiferal changes. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleogeogr.* 50, 189–216.
- Khan, T., Khan, M.S., 2015. Clastic rock geochemistry of Punagarh basin, trans-Aravalli region, NW Indian shield: implications for paleo-weathering, provenance, and tectonic setting. *Arab J. Geosci.* 8, 3621–3644.
- Kulkarni, R., Deobagkar, D., Zinjard, S., 2018. Metals in mangrove ecosystems and associated biota: A global perspective. *Ecotoxicol. Environ. Saf.* 153, 215–228.
- Kundu, A., Matin, A., Eriksson, P.G., 2016. Petrography and geochemistry of the Middle Siwalik sandstones (Tertiary) in understanding the provenance of sub-Himalayan sediments in the Lish River Valley, West Bengal, India. *Arab J. Geosci.* 9, 162.
- Lacey, J.P., Evrard, O., Smith, H.G., Blake, W.H., Olley, J.M., Minellae, J.P.G., Owens, P.N., 2017. The challenges and opportunities of addressing particle size effects in sediment source fingerprinting: a review. *Earth Sci. Rev.* 196, 85–103.
- Langlet, D., Geslin, E., Baal, C., Metzger, E., Lejzerowicz, F., Riedel, B., Zuschin, M., Pawlowski, J., Stachowitsch, M.Y., Jorissen, F.J., 2013. Foraminiferal survival after long-term in situ experimentally induced anoxia. *Biogeosciences* 10, 7463–7480.
- Lazo, P., Steinnes, E., Qarri, F., Allajeb, S., Kane, S., Stafilov, T., Frontasyeva, M.V., Harmens, H., 2018. Origin and spatial distribution of metals in moss samples in Albania: A hotspot of heavy metal contamination in Europe. *Chemosphere* 190, 337–341.
- Lee, Y.I., 2009. Geochemistry of shales of the Upper Cretaceous Hayang Group, SE Korea: implications for Provenance and source weathering at an active continental margin. *Sediment. Geol.* 215, 1–12.
- Lewin, A., Meinhold, G., Hinderer, M., Dawit, E.L., Bussert, R., 2017. Provenance of sandstones in Ethiopia during Late Ordovician and Carboniferous–Permian Gondwana glaciations: Petrography and geochemistry of the Enticho Sandstone and the Edaga Arbi Glacials. *Sediment. Geol. SEDGEO-05249*. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.10.006>.
- Lin, C.-M., Zhang, X., Zhang, N., Chen, S.-Y., Liu, M., 2014. Provenance records of the north Jiangsu Basin, east China: Zircon U-Pb geochronology and geochemistry from the Paleogene Dainan Formation in the Gaoyou Sag. *J. Palaeogeogr.* 3 (1), 99–114.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 22, 329–344.
- Ma, M., Li, C., Lv, C., Chen, G., Yang, F., Yan, Y., Yin, N., Zhang, G., 2017. Geochemistry and provenance of a multiple-stage fan in the Upper Miocene to the Pliocene in the Yinggehai and Qiongdongnan basins, offshore South China Sea. *Mar. Petrol. Geol.* 79, 64–80.
- Ma, M., Chen, G., Li, C., Zhang, G., Lv, C., Xue, L., Shen, H., Zhao, Z., 2018. Petrography and geochemistry of Oligocene to Lower Miocene sandstones in the Baiyun Sag, Pearl River Mouth Basin, South China Sea: Provenance, source area weathering, and tectonic setting. *Geol. J.* <https://doi.org/10.1002/gj.3207>.
- Machain-Castillo, M.-L., Sen Gupta, B.K., Alcalá Herrera, J.A., 1998. Late Quaternary change in deep-bathyal and abyssal waters of the Gulf of Mexico; preservation record of the foraminifer *Bilocolinella irregularis*. *J. Foraminifer. Res.* 28, 95–101.
- Machain-Castillo, M.L., Gío-Argaez, F.R., Cuesta-Castillo, L.B., Alcalá Herrera, J.A., Sen Gupta, B.K., 2010. Last Glacial Maximum deep water masses in southwestern Gulf of Mexico; Clues from benthic foraminifera. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 62 (3), 453–467.
- Madhavaraju, J., Ramírez-Montoya, E., Monreal, R., González-León, C.M., Pi-Puig, T., Espinoza-Maldonado, I.G., Grijalva-Noriega, F.J., 2016a. Paleoclimate, paleo-weathering and paleoredox conditions of Lower Cretaceous shales from the Mural limestone, Tuape section, northern Sonora, Mexico: Constraints from clay mineralogy and geochemistry. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 33 (1), 34–48.
- Madhavaraju, J., Loser, H., Lee, Y.I., Santacruz, L.R., Pi-Puig, T., 2016b. Geochemistry of Lower Cretaceous limestones of the Alisitos Formation, Baja California, Mexico: implications for REE source and paleo-redox conditions. *J. S. Am. Earth Sci.* 66, 149–165.
- Madhavaraju, J., Loser, H., Scott, R.W., Sandeep, S., Sial, A.N., Ramasamy, S., 2017. Petrography, geochemistry and stable isotopes of carbonate rocks, Lower Cretaceous Alisitos Formation, Los Torotes section, Baja California, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 34 (2), 63–77.
- Mbanga-Nyobe, J., Sababa, E., Constantin-Bayiga, E., Ndjigui, P.-D., 2018. Mineralogical and geochemical features of alluvial sediments from the Lobo watershed (Southern Cameroon): Implications for rutile exploration. *C. R. Geosci.* 350, 119–129.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Earth Chem. Geol.* 120, 223–253.
- Mourabet, M.E., Barakat, A., Rais, J., Zaghloul, M.N., Atouabat, A., 2018. Petrology of lower-middle Miocene Zoumi Flysch Fm. (Mesorif sub-domain, Rif belt, Morocco): first evidence of mixed mode provenance and geodynamic setting. *Arab J. Geosci.* 11, 209.
- Muller, G., 1969. Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine River. *Geojournal* 2, 108–118.
- Muller, G., 1979. Schwermetalle in den sedimenten des Rheins-Veränderungen seit 1971. *Umschau* 79, 778–783.
- Murray, J.W., 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. Longman, Harlow, pp. 1–397.
- Murray, J.W., 2006. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 426.
- Murray, R.W., Leinen, M., 1996. Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. AC* 60, 3869–3878.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L., Hidalgo-Moral, E.L., Dodge-Wan, D., Taib, N.I., 2015. Provenance and tectonic setting of Miocene siliciclastic sediments, Sibuti formation, northwestern Borneo. *Arab J. Geosci.* 8 (10), 8549–8565.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L., Jong, J., 2017. Petrological and geochemical constraints on provenance, paleo-weathering and tectonic setting of clastic sediments from the Neogene Lambir and Sibuti Formations, Northwestern Borneo. In: Mazumder, R. (Ed.), *Sediment Provenance*. Elsevier Amsterdam, Netherlands, pp. 123–153.
- Ndjigui, P.-D., Onana, V.L., Sababa, E., Bayiga, E.C., 2018. Mineralogy and geochemistry of the Lokoundje alluvial clays from the Kribi deposits, Cameroonian Atlantic coast: Implications for their origin and depositional environment. *J. Afr. Earth Sci.* 143, 102–117.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lites. *Nature* 299, 715–717.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic micro-continent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* 23, 1127–1130.
- Ota, Y., Kawahata, H., Murayama, M., Inoue, M., Yokoyama, Y., Miyairi, Y., Aung, T., Hossain, H.M.Z., Suzuki, A., Kitamura, A., Moe, K.T., 2017. Effects of intensification of the Indian Summer Monsoon on northern Andaman Sea sediments during the past 700 years. *J. Quat. Sci.* 32 (4), 528–539.
- Pakzad, H.R., Pasandi, M., Soleimani, M., Kamali, M., 2014. Distribution and origin of heavy metals in the sand sediments in a sector of the Oman Sea (the Sistan and Baluchestan province, Iran). *Quat. Int.* 345, 138–147.
- Pandey, S., Parcha, S.K., 2017. Provenance, tectonic setting and source-area weathering of the lower Cambrian sediments of the Parahoi valley in the Spiti basin, India. *J. Earth Syst. Sci.* 126, 27.
- Papadopoulos, A., 2018. Geochemistry and REE content of beach sands along the Atticocycladic coastal zone, Greece. *Geosci. J.* <https://doi.org/10.1007/s12303-018-0004-5>.
- Perez-Cruz, L.L., Machain, M.L., 1990. Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Foraminifer. Res.* 20 (4), 312–315.
- Poag, C.W., 2015. Benthic Foraminifera of the Gulf of Mexico: Distribution, Ecology, Paleogeology. Texas A&M University Press, pp. 239.
- Ramos-Vázquez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., Rosales-Hoz, L., Machain-Castillo, M.L., Carranza-Edwards, A., 2017. Geochemistry of deep-sea sediments in two cores retrieved at the mouth of the Coatzacoalcos river delta, Western Gulf of Mexico,

- Mexico. *Arab J. Geosci.* 10 (6), 148.
- Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Martínez-Serrano, R., Alatorre, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., 2015. Textural and geochemical characteristics of continental margin sediments in the SW Gulf of Mexico: implications for source and seasonal change. *Environ. Monit. Assess.* 187 (205), 1–19.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S., 2005. The Tuzanco Formation: Evidence of an Early Permian submarine continental Arc in East-Central Mexico. *Int. Geol. Rev.* 47 (9), 901–919.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.* 94, 635–650.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discrimination function analysis of major element data. *Chem. Geol.* 67, 119–139.
- Salas de León, D.A., Monreal-Gomez, M.A., Colunga-Enríquez, G., 1992. Hidrografía y circulación geostrofica en el sur de la Bahía de Campeche. *Geofisc. Int.* 31 (3), 315–323.
- Salas-de-León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., Díaz-Flores, M.A., Salas-Monreal, D., Velasco-Mendoza, H., Riverón-Enzástiga, M.L., Ortiz-Zamora, G., 2008. Role of near-bottom currents in the distribution of sediments within the Southern Bay of Campeche, Gulf of Mexico. *J. Coast Res.* 24 (6), 1487–1494.
- Schwing, P.T., O'Malley, B.J., Hollander, D.J., 2018. Resilience of benthic foraminifera in the Northern Gulf of Mexico following the Deepwater Horizon event (2011–2015). *Ecol. Indic.* 84, 753–764.
- Sen Gupta, B.K., Turner, R.E., Rabalais, N.N., 1996. Seasonal Oxygen depletion in continental-shelf waters of Louisiana: Historical record of benthic foraminifers. *Geology* 24 (3), 227–230.
- Sen Gupta, B.K., Smith, L.E., Machain-Castillo, M.L., 2009a. Foraminifera of the Gulf of Mexico. In: Felder, D.L., Camp, D.K. (Eds.), *Gulf of Mexico—Origins, Waters, and Biota. Biodiversity*. Texas A&M University Press, College Station, Texas, pp. 87–129.
- Sen Gupta, B.K., Lobegeier, M.K., Smith, L.E., 2009b. Foraminiferal Communities of Bathyal Hydrocarbon Seeps, Northern Gulf of Mexico: a Taxonomic, Ecologic, and Geologic Study. U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA, pp. 385 OCS Study MMS 2009-013.
- Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L., 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Mar. Micropalaeontol.* 20, 183–201.
- Shanmugam, S., 2016. Submarine fans: A critical retrospective (1950–2015). *J. Palaeogeogr.* 5 (2), 110–184.
- Sherman, K., 2014. Toward ecosystem-based management (EBM) of the worlds large marine ecosystems during climate change. *Environ. Dev.* 11, 43–66.
- Simms, A.R., Lambeck, K., Purcell, A., Anderson, J.B., Rodriguez, A.B., 2007. Sea-level history of the Gulf of Mexico since the Last Glacial Maximum with implications for the melting history of the Laurentide Ice Sheet. *Quat. Sci. Rev.* 26, 920–940.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Tamayo, J.L., 1991. *Geografía Moderna de México*, eleven ed. Trillas, Mexico City.
- Tanner, L.H., Lucas, S.G., 2017. Paleosols of the upper Paleozoic Sangre de Cristo Formation, north-central New Mexico: Record of early Permian palaeoclimate in tropical Pangaea. *J. Palaeogeogr.* 6 (2), 144–161.
- Tapia-Fernandez, H.J., Armstrong-Altrin, J.S., Selvaraj, K., 2017. Geochemistry and U-Pb geochronology of detrital zircons in the Brujas beach sands, Campeche, Southwestern Gulf of Mexico, Mexico. *J. S. Am. Earth Sci.* 76, 346–361.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, UK.
- Touati, Z., 2017. Evidence of bottom-redox conditions during oceanic anoxic event 2 (OAE2) in Wadi Bazina, Northern Tunisia (Southern Tethyan margin). *Arab J. Geosci.* 10, 291. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3053-6>.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Roboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chem. Geol.* 232, 12–32.
- Tzifas, I.T., Misaelides, P., Godelitsas, A., Gamaletsos, P.N., Nomikou, P., Karydas, A.G., Kantarelou, V., Papadopoulos, A., 2017. Geochemistry of coastal sands of Eastern Mediterranean: The case of Nisyros volcanic materials. *Chem. Erde-Geochem.* 77, 487–501.
- Verma, S.K., 2017. Precambrian plate tectonic setting of Africa from multidimensional discrimination diagrams. *J. Afr. Earth Sci.* 125, 137–150.
- Verma, S.P., 2000. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Chem. Geol.* 164 (1–2), 35–60.
- Verma, S.P., 2001a. Geochemical evidence for a Rift-Related Origin of bimodal volcanism at Meseta Río San Juan, North-Central Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 43, 475–493.
- Verma, S.P., 2001b. Geochemical evidence for a Lithospheric source for magmas from Acooculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 43, 31–51.
- Verma, S.P., 2015. Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests. *Turk. J. Earth Sci.* 24, 111–164.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.* 355 (4), 117–133.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2016. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sediment. Geol.* 332, 1–12.
- Verma, S.P., Verma, S.K., 2018. Petrogenetic and tectonic implications of major and trace element and radiogenic isotope geochemistry of Pliocene to Holocene rocks from the Tacaná Volcanic Complex and Chiapanecan Volcanic Belt, southern Mexico. *Lithos* 312–313, 274–289.
- Verma, S.P., Torres-Sánchez, D., Velasco-Tapia, F., Subramanyam, K.S.V., Manikyamba, C., Bhutani, R., 2016a. Geochemistry and petrogenesis of extension-related magmas close to the volcanic front of the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. S. Am. Earth Sci.* 72, 126–136.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Rivera-Gómez, M.A., 2016b. Evaluation of the ongoing rifting and subduction processed in the geochemistry of magmas from the western part of the Mexican Volcanic Belt. *J. S. Am. Earth Sci.* 66, 125–148.
- Wang, Z., Fu, X., Feng, X., Song, C., Wang, D., Chen, W., Zeng, S., 2017. Geochemical features of the black shales from the Wuyu Basin, southern Tibet: implications for palaeoenvironment and palaeoclimate. *Geol. J.* 52, 282–297.
- Wang, Z., Wang, J., Fu, X., Zhan, W., Armstrong-Altrin, J.S., Yu, F., Feng, X., Song, C., Zeng, S., 2018a. Geochemistry of the Upper Triassic black mudstones in the Qiangtang Basin, Tibet: Implications for palaeoenvironment, provenance, and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.* 76, 346–361.
- Wang, J., Shao, L.-Y., Wang, H., Spiro, B., Large, D., 2018b. SHRIMP zircon U-Pb ages from coal beds across the Permian-Triassic boundary, eastern Yunnan, southwestern China. *J. Palaeogeogr.* 7 (2), 117–129.
- Xiang, Z., Yan, Q., White, J.D.L., Song, B., Wang, Z., 2015. Geochemical constraints on the provenance and depositional setting of Neoproterozoic volcaniclastic rocks on the northern margin of the Yangtze Block, China: Implications for the tectonic evolution of the northern margin of the Yangtze Block. *Precambrian Res.* 264, 140–155.
- Yang, J.-H., Du, Y.-S., 2017. Weathering geochemistry and palaeoclimate implication of the Early Permian mudstones from eastern Henan Province, North China. *J. Palaeogeogr.* 6 (4), 370–380.
- Zaid, S.M., 2017. Petrography and geochemistry of the Middle Miocene Gebel El Rusas sandstones, Eastern Desert, Egypt: Implications for provenance and tectonic setting. *J. Earth Syst. Sci.* <https://doi.org/10.1007/s12040-017-0873-4>. 126–103.
- Zaid, S.M., El-Badry, O., Abdel-Fatah, A.M., 2017. Provenance of pharaonic potsherds, Sharkiya Governorate, Egypt. *Arab J. Geosci.* 10, 354. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3133-7>.
- Zaid, S.M., EL-Badry, O.A., Akarish, A.M., Mohamed, M.A., 2018. Provenance, weathering, and palaeoenvironment of the Upper Cretaceous Duwi black shales, Aswan Governorate, Egypt. *Arab J. Geosci.* 11, 147.
- Zoller, W.H., Gladney, E.S., Duce, R.A., 1974. Atmosphere concentrations and sources of trace metals at the South Pole. *Science* 183, 199–201.



Provenance and palaeoenvironmental significance of microtextures in quartz and zircon grains from the Paseo del Mar and Bosque beaches, Gulf of Mexico

MAYLA A RAMOS-VÁZQUEZ¹  and JOHN S ARMSTRONG-ALTRIN^{2,*} 

¹Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad de México 04510, CDMX, México.

²Unidad de Procesos Oceánicos y Costeros, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Ciudad de México 04510, CDMX, México.

*Corresponding author. e-mail: armstrong@emarl.unam.mx john_arms@yahoo.com

MS received 29 May 2020; revised 3 August 2020; accepted 5 August 2020

Microtextures of quartz and zircon grains from the Bosque and Paseo del Mar beaches in the Gulf of Mexico were examined using a Scanning Electron Microscopy (SEM), to infer their provenance and palaeoenvironment. A total of 16 microtextures from 200 grains were identified and were grouped into mechanical, chemical, and mechanical/chemical origin. Microtextures of mechanical origin represent parallel striations (ps), cracks due to collision (ck), conchoidal fractures (cf), v-shaped marks (vs), abrasion fatigue (af), meandering ridges (mr), chattermarks (ch), curved (cg) and straight grooves (sg), which are attributed to a high-energy fluvial and sub-aqueous marine environment. Solution pits (sp), crystal overgrowth (cro), and silica globules (sgl) of chemical origin indicated precipitation and dissolution in a silica saturated marine environment. Adhered particles (ap), elongated depressions (dp), and relief are grouped as mechanical/chemical origin, suggested a sub-aqueous nearshore marine environment. Although zircon is considered as a resistant mineral, the frequency of microtextures observed was higher in zircon than in quartz. The results of this study revealed that the Los Tuxtlas volcanic field, Chiapas Massif and Oaxacan Complexes in the SW Gulf of Mexico are the potential source areas, which supplied sediments to the Paseo del Mar and Bosque beach areas.

Keywords. Surface features; coastal sediments; heavy mineral; provenance; depositional environment; SEM.

1. Introduction

Identifying microtextures on sand grains by SEM is one of the important techniques to infer transport process, their relation between source and sink, provenance, and paleoenvironment (Krinsley and McCoy 1977; Krinsley and Marshall 1987; Helland and Diffendal 1993; Mahaney 2002; Longhinos

2009; Smyth *et al.* 2014; Vos *et al.* 2014; Alam *et al.* 2019; Chen *et al.* 2019). SEM method also allows direct observation of minute microtextures on grain surface with high magnifications up to 2 μm . Microtextures on grain surfaces are largely dependent on the transport agent and energy, hence it is possible to differentiate the microtextures originated by fluvial, marine, aeolian, and glacial

environments (Mahaney *et al.* 2001; Cawood *et al.* 2003; Immonen 2013; Warriar *et al.* 2016; Smith *et al.* 2018; Murkute 2019).

Several authors studied the surface texture of sand grains and explored its relationship with source rocks and origin (Kleesment 2009; Chmielowska and Woronko 2019; Karudu 2019; Hossain *et al.* 2020). Microtexture studies were largely focussed on quartz grains, since it is common in sediments from all environments, relatively resistant to weathering, and capable to preserve various surface features (Götze 2009; Itamiya 2019; Li *et al.* 2020). However, microtextures on heavy minerals are little studied, which is probably due to the inconvenience in separating them from coastal sediments. Among other heavy minerals, zircon is a common accessory mineral in various rock types (Balan *et al.* 2001; Finzel 2017; Wang *et al.* 2018; Madhavaraju *et al.* 2019; Shi *et al.* 2019; Chaudhuri *et al.* 2020a, b). It is generally believed that, due to an excellent resistance capacity of zircon against abrasion, thermal alteration, it can resist mechanical damage due to collision impact during transport and preserves the history of its origin for millions of years (Gätner *et al.* 2013; McKay *et al.* 2018; Ji *et al.* 2019; Li *et al.* 2020).

The microtextures on sand grains were traditionally grouped as mechanical, chemical, and mechanical/chemical origin, and their environmental implications with respect to their origin were studied by various authors (Rahman and Ahmed 1996; Newsome and Ladd 1999; Madhavaraju *et al.* 2006; Hossain *et al.* 2014; Mohammad *et al.* 2020). Armstrong-Altrin and Nathally-Pineda (2014) examined the microtextures on sand grains from three beach areas Tecolutla, Nautla, and Veracruz, in the western Gulf of Mexico. They reported two new microtextures desiccation cracks and chattermark trails on quartz grain surfaces, and described the depositional environment of the beach areas. Microtextures in desert and dune sands in the northwestern Mexico, were examined by Kasper-Zubillaga and Faustinos-Morales (2007), they inferred the depositional environment based on the types of surface features.

In this study, we examined the microtextures on quartz and zircon grains from the Bosque and Paseo del Mar beaches, SW Gulf of Mexico. The objectives of this study are to demonstrate the microtexture types, investigate the transport history, to infer the provenance and palaeoenvironment.

2. Study area

The beach areas Paseo del Mar (91°48'53.92"N–18°39'54.56"W) and Bosque (92°40'26.83"N–18°36'45.98"W) are located in the Campeche and Tabasco States, respectively, SW part of the Gulf of Mexico (figure 1).

2.1 Lithology

The principal source of sediments to the beach areas is the Grijalva (~640 km length) and Usumacinta Rivers (~1100 km length), which originate from the northwestern part of Chiapas (Mexico) and Guatemala, respectively. These rivers flow through the Chiapas and Tabasco States and discharges annually 2678 m³/s, and rank second in the freshwater discharge to the Gulf of Mexico (Day *et al.* 2003; Salas-de-León *et al.* 2008). The geology of river draining area is composed of alluvium and soils (Quaternary), mafic and intermediate volcanic rocks (Cenozoic), clastic and calcareous sedimentary rocks (Cenozoic and Mesozoic), and metamorphic rocks comprising schist and gneiss (Paleozoic and Precambrian) (Ortega-Gutiérrez *et al.* 1995; Verma 2001, 2015; Armstrong-Altrin *et al.* 2018, 2019, 2020).

2.2 Hydrogeology

Microtidal conditions at the river mouth are predominantly diurnal with a tidal range between 0.65 and 0.15 m during spring and neap tides (Medellín *et al.* 2013). The weather condition in the beach areas is humid warm with summer rainfall. Three different seasons are distinct, i.e., the dry season (Feb–May), rainy season (Jun–Sep), and stormy season (Oct–Jan) (Celis-Hernandez *et al.* 2020). In the beach areas, the average annual rainfall and temperature range from 1500 to 2100 mm and 26° to 28°C, respectively. Winter rainfall from October to March, associated with 'cold fronts' or 'nortes' provide an average precipitation of 1200 mm (Salas-de-León *et al.* 2008).

3. Methodology

Twenty samples (~2 kg each) were collected from the Paseo del Mar (PM) and Bosque (PB) beaches, in the foreshore area with 100 m interval between samples. To examine microtextures, nearly 100 quartz and 100 zircon grains (between 200 and 400

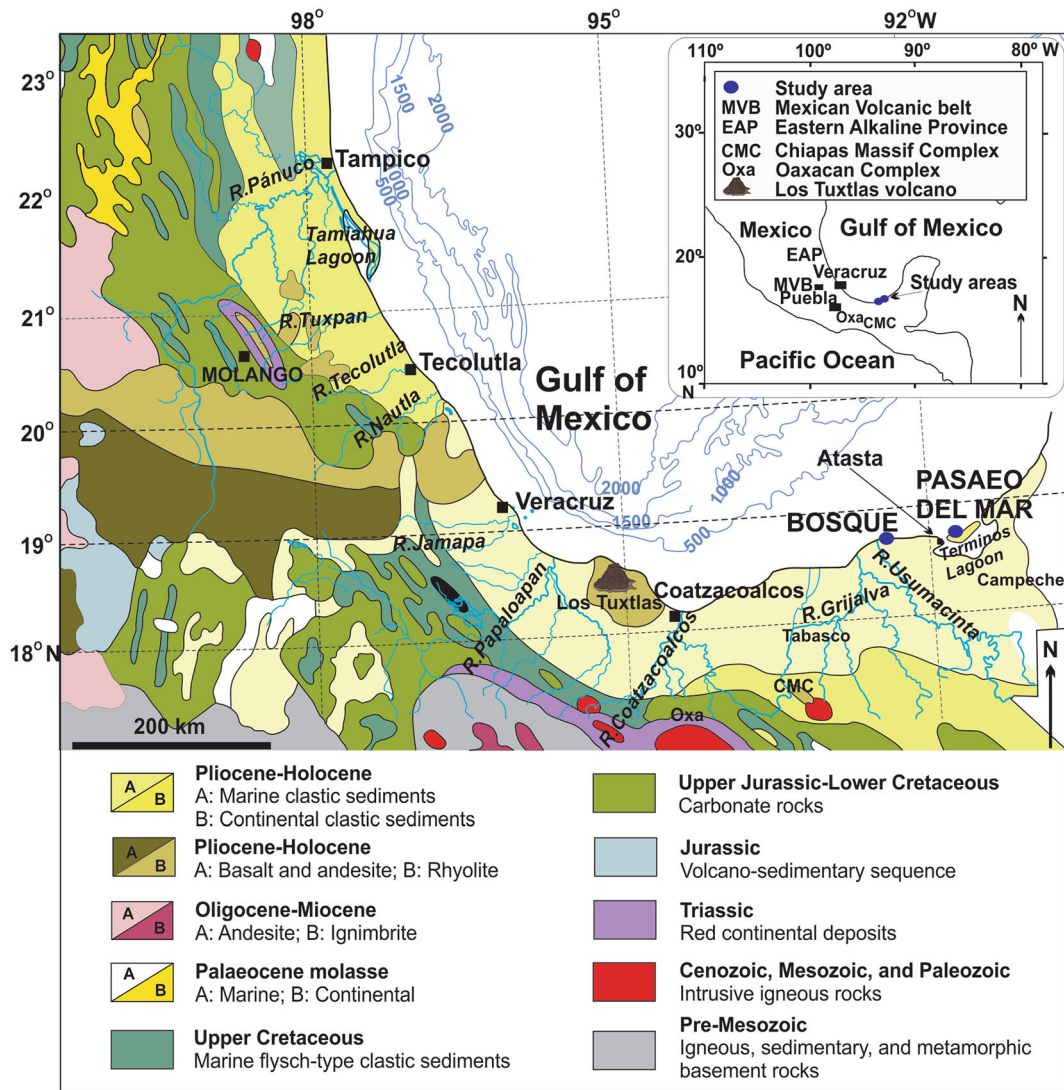


Figure 1. Map showing location and simplified geology of the beach areas (Source: Carta Geológica, Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, Mexico, scale: 1:1,000,000) and modified after Anaya-Gregorio *et al.* (2018).

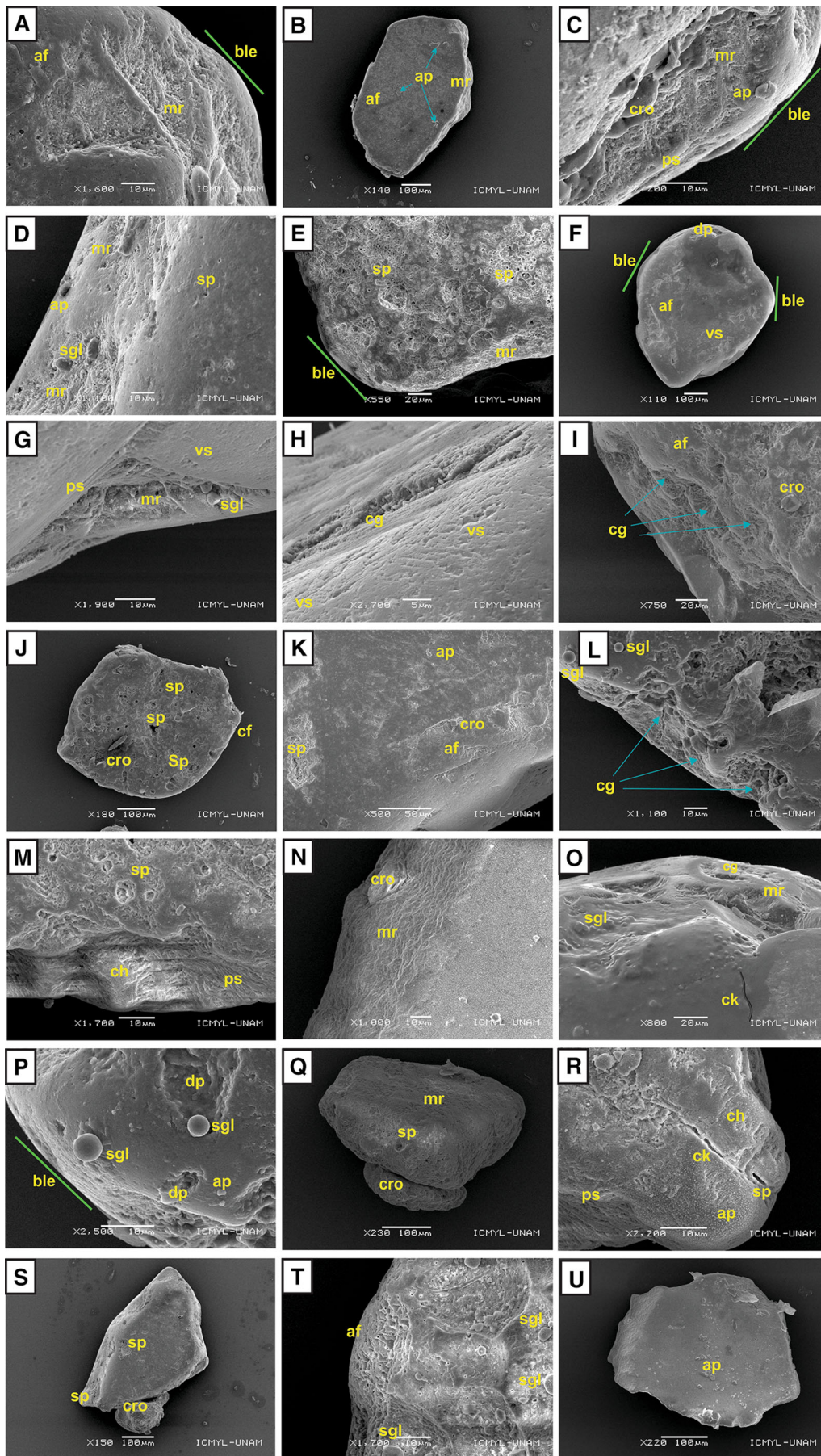
µm sizes; 10 grains from each sample) were randomly handpicked under a stereomicroscope and fixed on the double-sided adhesive SEM stubs. The grains pasted on SEM stubs were then subjected to gold sputtering, which provides better resolution than other heavy metals due to reduction of beam penetration and minimize electrical charging on the grain surface. The microtextures were examined using the JEOL JSM6360LV SEM equipped with secondary electron detector, which is capable of analyzing micro areas. The SEM is located at the Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICML), Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). In general, the quartz and zircon grains were examined at magnifications between 100× and 750×, whereas large surface features were examined between 1000× and

15000× magnifications. The quartz and zircon microtexture types were described based on the classifications of Mahaney (2002) and Mahaney *et al.* (2012).

4. Results

4.1 Microtextures on quartz grain surfaces in the Paseo del Mar and Bosque beaches

SEM images of microtextures identified in quartz grains from the Paseo del Mar and Bosque beaches are shown in figures 2 and 3, respectively, and their types are listed in table 1. According to the type and characteristics, the microtextures are divided into three categories: (1) mechanical, (2) chemical, and (3) combined mechanical/chemical origin.



4.1.1 Mechanical origin

The first dominant microtexture identified in the Paseo del Mar and Bosque quartz grains is meandering ridge (mr), which is observed mostly on grain edges (figures 2A–E, G and 3A–F, respectively). The second dominant microtexture is abrasion fatigue (af) (figures 2A, B, F, I, K, T; 3D), associated with cracks and dislocations (ck) (figure 2O, R) on grain surface layers with dimensions $< 3 \mu\text{m}$. Other microtextures identified are curved (cg) and straight grooves (sg) (figures 2H, I, L, O; 3H), and parallel striations (ps) (figures 2C, G, M; 3E).

Conchoidal fractures (cf) (figures 2J; 3C, G) and v-shaped marks (vs) (figure 2F–H) are identified on quartz grain surfaces with variable size and depth. Chattermarks (ch) (figure 2M, R) observed on few quartz grains are a series of linearly arranged straight to slightly curved grooves (cg) (figures 2H, I, L, O; 3H). The individual chattermark trails are randomly oriented across the grain surface and indentations are shallow to deep ($< 5 \mu\text{m}$) with trail lengths varying from 1 to 50 μm .

4.1.2 Chemical origin

Solution pits (sp), a common chemical feature on grain surfaces are more frequently observed in Paseo del Mar relative to Bosque (figures 2D, E, J, K, M, Q, R, S; 3E–H). Other microtextures of chemical origin identified are crystal overgrowth (cro) (figure 2C, I–K, Q, S) and silica globule (sgl) (figure 2D, G, L, O, P, T). However, silica globule and crystal overgrowth are identified only in the Paseo del Mar beach (table 1).

4.1.3 Mechanical/chemical origin

Microtextures of combined mechanical/chemical origin identified on quartz grain surfaces are adhered particles, elongated depressions, and relief, which are observed in both Paseo del Mar and Bosque beaches. The adhered particles (ap) are small fragments attached on grain surfaces, their size can be variable (figures 2B–D, K, P, R, T; 3B–F, H, I). Elongated depressions (dp) identified are mostly associated with meandering ridges (figure 2F, P). The quartz grains from Paseo del Mar show high relief (figure 2C), while Bosque show medium relief (figure 3B).

4.2 Microtextures on zircon grain surfaces in the Paseo del Mar and Bosque beaches

The distinct microtextures observed on zircon grains from the Paseo del Mar and Bosque beaches are shown in figures 4 and 5, respectively, and are listed in table 1. Based on their origin, the microtextures are grouped into three categories: (1) mechanical, (2) chemical, and (3) combined mechanical/chemical.

4.2.1 Mechanical origin

Microtextures of mechanical origin are more dominant in zircon grains than chemical origin. In fact, a more variety of surface features of mechanical origin are identified in the Bosque beach relative to Paseo del Mar beach. The mechanical microtextures, which are common in both Paseo del Mar and Bosque zircons are cracks due to collision impact (ck) (figures 4A, D, H, K and 5A, L, P, W, respectively), straight (sg) and curved grooves (cg) (figures 4G; 5J, M, P, V, W), parallel striations (ps)

Figure 2. Surface microtextures on quartz grains identified by SEM from the Paseo del Mar beach, Campeche State, Gulf of Mexico: (A) quartz grain with bulbous edge (ble) showing abrasion fatigue (af) and meandering ridge (mr); (B) angular grain showing abrasion fatigue (af), meandering ridge (mr), and adhered particle (ap); (C) high-relief quartz grain with bulbous edge (ble), meandering ridge (mr), parallel striations (ps), crystal overgrowth (cro), and adhered particles (ap); (D) meandering ridge (mr), adhered particles (ap), solution pits (sp), and silica globule (sgl); (E) sub-angular grain with bulbous edge (ble) demonstrating meandering ridge (mr) and solution pits (sp); (F) sub-rounded grain with bulbous edge (ble), V-shaped marks (vs), elongated depression (dp), and abrasion fatigue (af); (G) parallel striations (ps), meandering ridges (mr), silica globule (sgl), and V-shaped marks (vs); (H) curved grooves (cg) and V-shaped marks (vs); (I) quartz grain showing smooth surface, curved grooves (cg), abrasion fatigue (af), and crystal overgrowth (cro); (J) sub-angular grain showing solution pits (sp), crystal overgrowth (cro), and conchoidal fracture (cf); (K) abrasion fatigue (af), adhered particles (ap), crystal overgrowth (cro), and solution pits (sp); (L) curved grooves (cg) and silica globules (sgl); (M) solution pits (sp), chattermarks (ch), and parallel striations (ps); (N) meandering ridges (mr) and crystal overgrowth (cro); (O) silica globules (sgl), curved groove (cg), meandering ridge (mr), collision impact crack (ck), and smooth surface; (P) quartz grain with bulbous edge (ble), silica globules (sgl), elongated depression (dp), and adhered particles (ap); (Q) meandering ridges (mr), solution pits (sp), and crystal overgrowth (cro); (R) solution pits (sp), adhered particles (ap), collision impact crack (ck), parallel striations (ps), and chattermarks (ch); (S) angular quartz grain showing solution pit (sp) and crystal overgrowth (cro); (T) abrasion fatigue (af) and silica globule (sgl); and (U) adhered particles (ap).

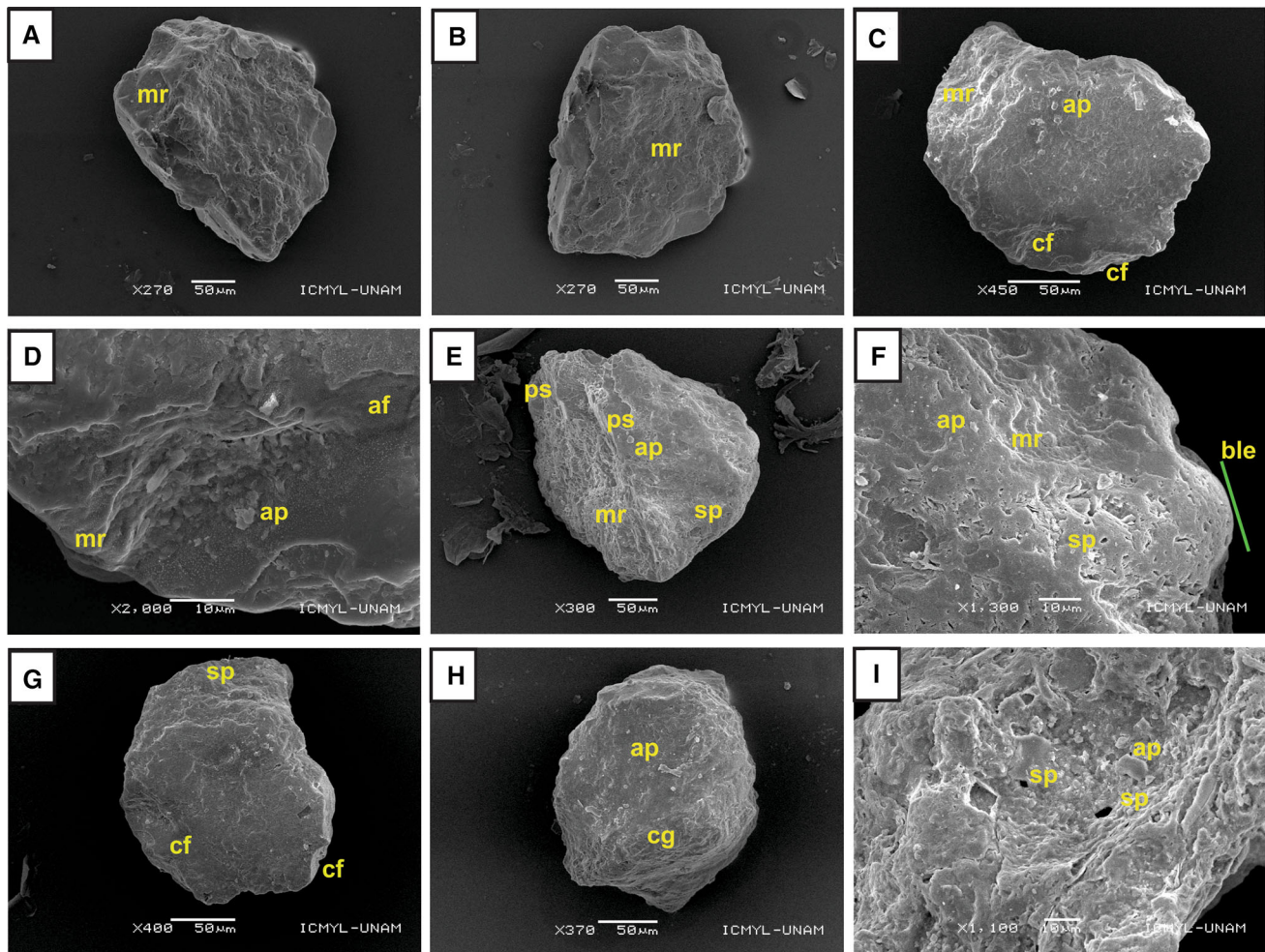


Figure 3. Surface microtextures on quartz grains examined by SEM from the Bosque beach, Tabasco State, Gulf of Mexico: (A) angular quartz grain showing meandering ridges (mr); (B) medium-relief sub-angular grain showing meandering ridge (mr); (C) sub-angular quartz grain with conchoidal fractures (cf), adhered particles (ap), and meandering ridges (mr); (D) meandering ridge (mr) and adhered particles (ap), and abrasion fatigue (af); (E) angular grain showing parallel striations (ps), meandering ridges (mr), adhered particles (ap), and solution pits (sp); (F) quartz grain with bulbous edge (ble), meandering ridge (mr), adhered particles (ap), and solution pits (sp); (G) sub-angular grain showing conchoidal fractures (cf) and solution pits (sp); (H) sub-angular grain with adhered particles (ap) and curved groove (cg); and (I) adhered particles (ap) and solution pits (sp).

(figures 4C, H; 5A, B, F, H, I), conchoidal fracture (cf) (figures 4B–E, J, K; 5A, D, G, N, P, R, T, V), chattermarks (ch) (figure 5B, E, S), abrasion fatigue (af) (figures 4C, F; 5G–K), and sub-rounded grains with bulbous edge (ble) (figure 4C, E, F, G).

Zircon grains from Bosque beach are mostly sub-angular, elongated, prismatic (figure 5I, K, U, V), and hexagonal shape (figure 5M, W). Other microtextures identified exclusively in Bosque beach are meandering ridges (mr) (figure 5B–D, F, J, P, Q) and v-shaped marks (vs) (figure 5N, O).

4.2.2 Chemical origin

Chemical surface features identified are very few, i.e., solution pits (sp) (figures 4A, K; 5N, O, U, V)

and crystal overgrowth (cro) (figures 4H, I; 5K, R–T), and their distribution is higher in Paseo del Mar than in Bosque beach.

4.2.3 Mechanical/chemical origin

Microtextures like adhered particles (ap), elongated depressions (dp), and relief are categorized as mechanical/chemical origin. These microtextures are identified both in the Bosque and Paseo del Mar zircons. Paseo del Mar zircons show medium (figure 4A) and low-relief (figure 4G, L), whereas Bosque zircons show high relief (figure 5E, S). The adhered particles (ap) are minute fragments attached on grain surfaces, which are more frequent in Paseo del Mar (figure 4A, D, E, G, J, K,

Table 1. Palaeoenvironment inferred based on microtextures on quartz and zircon grain surfaces in the Paseo del Mar and Bosque beaches, southwestern Gulf of Mexico.

Microtexture	Quartz		Zircon		Palaeoenvironment
	Bosque	Paseo del Mar	Bosque	Paseo del Mar	
<i>(1) Mechanical</i>					
Cracked grains (ck)		X X		X	Aeolian, saltation, and collision
Parallel striations (ps)	X X		X X	X X	Aeolian, littoral, and glacial
Conchoidal fractures (cf)	X X	X	X	X	
V-shaped percussion marks (vs)		X X	X X X		Glaciofluvial, fluvial and sub-aqueous
Abrasion fatigue (af)	X		X		Aeolian
Meandering ridges (mr)	X X	X	X X		Aeolian
Chattermarks (ch)		X	X	X	Glacial, aeolian, and fluvial
Curved grooves (cg)	X	X	X		Littoral and wave energy
Straight grooves (sg)			X	X	Littoral and wave energy
<i>(2) Chemical</i>					
Solution pits (sp)	X X	X X X	X	X X	Glaciofluvial, intertidal zones, and diagenetic
Crystal overgrowth (cro)		X	X	X	Diagenetic and carbonate rich sediments
Silica globules (sgl)		X			Deposition/diagenetic
<i>(3) Mechanical/Chemical</i>					
Adhered particles (ap)	X	X X	X	X X X	Diagenetic, aeolian, and glacial
Elongated depression (dp)	X	X	X	X	Aeolian
Medium relief	X			X	Short transport distance and diagenetic
High relief		X	X	X	Glacial and wave energy

X X X abundant (50–100%); X X common (25–50%); X present (0–2%). The quartz and zircon microtexture types were described based on the classifications of Mahaney (2002), Mahaney *et al.* (2012) and Armstrong-Altrin and Natalhy-Pineda (2014).

L) than Bosque zircons (figure 5G, M, N). Elongated depressions (dp) (figures 4I, J, L; 5O, Q, T, W, X) are secondary features associated with meandering ridges.

5. Discussion

5.1 Palaeoenvironment

The microtextures on quartz and zircon grains can provide clues to infer the provenance and palaeoenvironment (Kemnitz and Lucke 2019; Song *et al.* 2019). Similar to microtextures, the morphology of grains is also an indicator of distance and medium of transport, especially in unconsolidated beach and dune environments (Strand and Immonen 2010; Gärtner *et al.* 2013; Woronko *et al.* 2017). Angular grains are characteristic of short transport distance, whereas roundness increases if transport distance from the source to sink increases (Tejan-Kella *et al.* 1991; Helland and Holmes 1997; Zoleikhaei 2016). The

quartz grains in the Paseo del Mar and Bosque beaches are sub-angular and poorly rounded with bulbous edge, probably transported by aeolian, nearshore fluvial, and deposition in an intertidal zone environment (Madhavaraju *et al.* 2006). However, roundness of zircon grains exhibits differences between the Paseo del Mar and Bosque beaches, i.e., zircon grains in the Paseo del Mar beach are well rounded and stubby, while Bosque are euhedral, hexagonal, elongated, and prismatic. The well-rounded zircon grains with bulbous edge from the Paseo del Mar indicate an aeolian transport.

The mechanical features such as cracks due to collision, parallel striations, and conchoidal fractures in quartz and zircon grains are identified in both Paseo del Mar and Bosque zircons. Conchoidal fractures in Paseo del Mar zircons are observed at the center and edge portions of grain corner with different sizes, originated during collision between two grains during transport. These microtextures of mechanical origin are common in

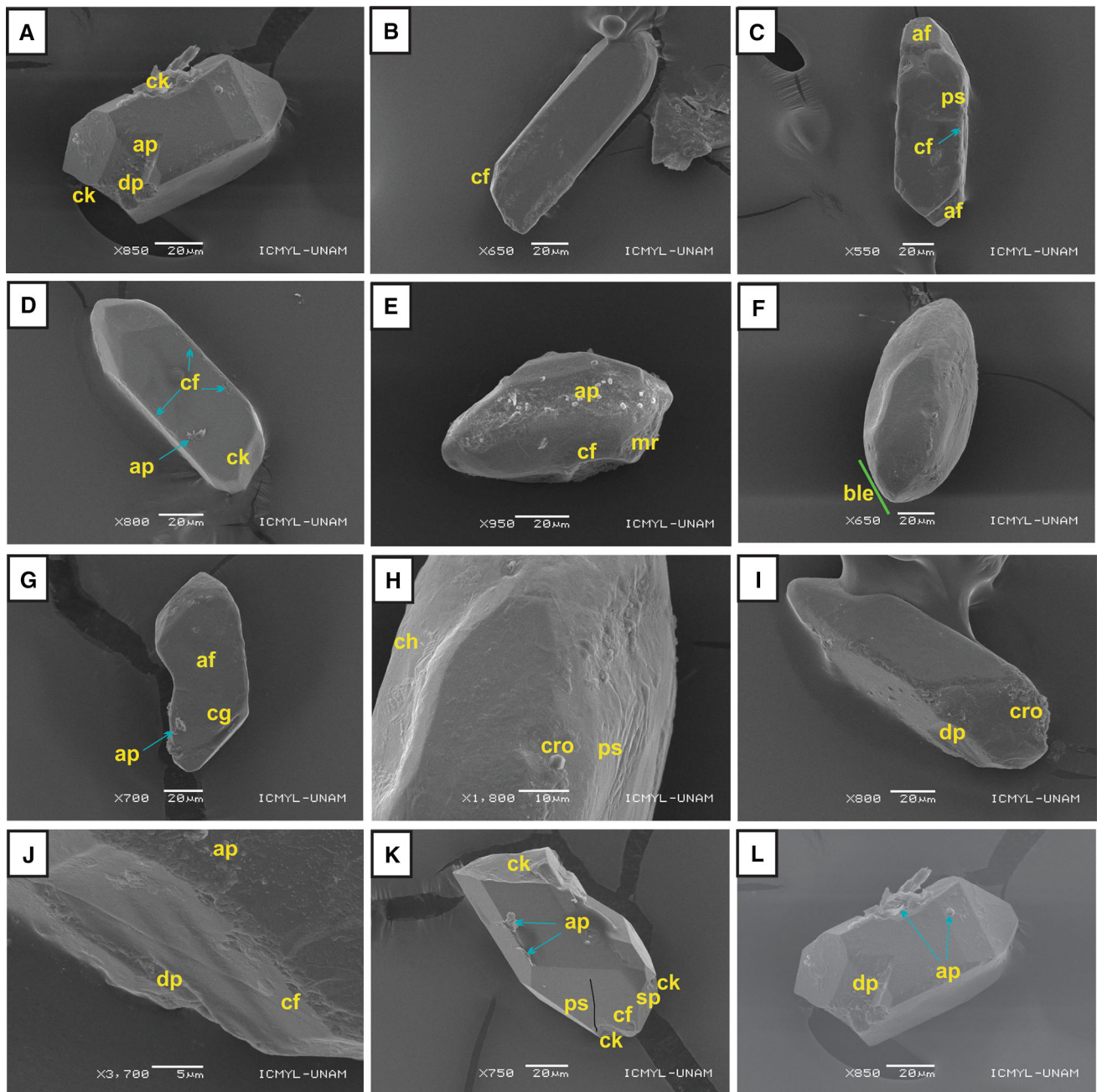


Figure 4. Surface microtextures on zircon grains identified by SEM from the Paseo del Mar beach, Campeche State, Gulf of Mexico: (A) medium-relief zircon grain with broken edges (ck), adhered particles (ap), and elongated depression (dp); (B) elongated zircon with conchoidal fractures (cf); (C) sub-rounded zircon grain displaying smooth surface, abrasion fatigue (af), parallel striations (ps), and conchoidal fractures (cf); (D) prismatic grain with conchoidal fractures (cf), adhered particle (ap), and collision impact broken edge (ck); (E) sub-rounded grain with adhered particle (ap), conchoidal fractures (cf), and meandering ridges (mr); (F) sub-rounded grain with bulbous edge (ble); (G) low-relief sub-rounded zircon showing abrasion fatigue (af), curved groove (cg), and adhered particles (ap); (H) chattermarks (ch), crystal overgrowth (cro), and parallel striations (ps); (I) crystal overgrowth (cro) and elongated depression (dp); (J) elongated depression (dp), conchoidal fracture (cf), and adhered particles (ap); (K) broken edges (ck), conchoidal fractures (cf), parallel striation (ps), adhered particle (ap), and solution pits (sp); and (L) elongated depression (dp) and adhered particles (ap).

high-energy fluvial and intertidal marine environments (Vos *et al.* 2014). The abrasion fatigue and meandering ridges are indicators of aeolian environment that usually have rounded and sub-rounded outlines due to collision between two grains

(Chen and Liu 2016). In general, the abrasion fatigue and meandering ridges in Paseo del Mar and Bosque are characteristics of aeolian origin, probably derived from the coastal dunes, as well as attributed to the rolling of grains by saltation

during wind transport (Udayaganesan *et al.* 2011; Costa *et al.* 2013).

V-shaped percussions are triangular-shaped fractures identified in quartz and zircon grains in the Paseo del Mar and Bosque with variable size and depth. The v-shaped percussions are an indicator of fluvial and sub-aqueous environments (Mahaney *et al.* 2010; Song *et al.* 2019). The chattermark trails, a rare microtexture identified on both quartz and zircon grains are characteristic of high-energy sub-aqueous environment, such as in the littoral zone or braided rivers (Mahaney and Kalm 2000; Refaat and Hamdan 2015). Similarly, based on the orientation of chattermark trails on grain surface, it can be classified as glacial or subaqueous high-energy environment. Although chattermarks are widely identified in glacial environments, sparse to rare occurrence was reported on littoral, fluvial, and aeolian environments. It is due to the fact that these environments contain sufficient energy to generate an initial mechanical abrasion in grains (Mahaney and Kalm 2000). On the other hand, few authors grouped the chattermarks under mechanical and chemical origin, and documented that other than depositional environment, the chattermarks can also indicate the climate and transport history of a grain (Marcelino *et al.* 1999; Peterknecht and Tietz 2011). Furthermore, Chakroun *et al.* (2009), demonstrated that chattermark trails are the result of mechanical friction and severe shocks between sand grains, associated with an intertidal beach environment of wet tropical climate. In addition, based on the depositional environment, the size of chattermarks may vary, for example, in sub-aqueous environment, it is shallow (<1 μm) and in glacial environment, it is very deep ($\sim 5 \mu\text{m}$). Based on the size, we believe that chattermarks on quartz and zircon grains in the Paseo del Mar and Bosque beaches indicate a sub-aqueous intertidal beach environment with wet tropical climate.

The straight and curved grooves on grain surfaces are utilized in many studies to infer wave energy in a marine environment (Margolis and Krinsley 1974; Costa *et al.* 2017; Armstrong-Altrin 2020). Although curved grooves are identified in both quartz and zircon grains, straight grooves are identified only in zircon. The straight and curved grooves in the Paseo del Mar and Bosque beaches are indicating a marine environment.

The microtextures of chemical origin like solution pits, crystal overgrowths, and silica globule are probably originated due to dissolution

and precipitation activities during diagenetic processes within the depositional environment, which are characteristic of intertidal and sub-aqueous environments. In general, quartz grains are more easily affected by chemical dissolution in the sub-aqueous marine environment than in an arid environment (Chen *et al.* 2018). In addition, chemical features on grain surfaces are higher in the beaches with low wave action (<1 m) than in the high-energy (>1 m) beaches. Solution pits and chemical precipitation on quartz grains indicated more than one stage of chemical action in an intertidal beach zone with high humidity (Song *et al.* 2019). The quartz grains in Paseo del Mar exhibits higher frequency of crystal overgrowths than in the Bosque beach, which are typical indicator of diagenesis in a marine aquatic domain and *in-situ* precipitation (Nallusamy 2014). Silica globules are identified only in quartz grains of the Paseo del Mar, especially on broken surfaces, which represent low-energy aqueous silica saturated diagenetic environment. Depending on the availability of silica solution, silica globules may grow concurrently to form silica flowers through continuous precipitation of silica (Vos *et al.* 2014). The abundance of microtextures of chemical origin in the Paseo del Mar beach is suggesting a diagenetic environment associated with sediments composed of high carbonate content (CaO > 30 wt.%). This observation is consistent with a recent study by Ramos-Vázquez and Armstrong-Altrin (2019). They reported that the CaO content in the Paseo del Mar sediments varies from 41 to 52 wt.% and attributed it to the enrichment of calcite and carbonate skeletons associated within the coastal area. In addition, the enrichment of carbonate fragments in sediments along the SW Gulf of Mexico coastal areas was documented in various studies (Paull *et al.* 2014; Madrid *et al.* 2018; Kasper-Zubillaga *et al.* 2019). On the other hand, few authors inferred that dissolution of zircon grain is common under tropical weathering condition and the intensity of dissolution depends on the degree of metamictization (Delattre *et al.* 2007; Gärtner *et al.* 2017).

The medium and low relief attributed to mechanical/chemical origin identified in both beaches are associated with irregular grain surfaces, which indicate a low-energy sub-aqueous diagenetic environment in a shore-face zone and short transport distance (Hossain *et al.* 2020). However, high relief is observed in zircon together

with chattermarks, which is common in glacial environment and also associated with fluvial transport (Chmielowska and Woronko 2019; Mohammad *et al.* 2020). Elongated depressions on quartz and zircon grains are equally distributed in the Paseo del Mar and Bosque beaches. Meandering ridges on grain surfaces originated by grain-to-grain impact are then converted to elongated depressions due to chemical etching and precipitation in a sub-aqueous marine environment. The adhered particles on grains with variable size are indicating the post-depositional diagenetic process in a sub-aqueous environment (Kasper-Zubillaga and Faustinos-Morales 2007; Machado *et al.* 2016). In addition, the adhered particles can also indicate a low-energy wave action rather than a continuous wave action with high energy, because high energy increase abrasion and can easily remove the adhered particles on sand grain surfaces. The frequency of adhered particles is higher in the Paseo del Mar relative to Bosque. In contrast, microtextures of mechanical origin are more frequent in Bosque than Paseo del Mar. This discrimination in microtexture types between the two beaches can be explained by a difference in their geographic location, i.e., the Bosque is located at the Usumacinta River mouth and Paseo del Mar is located on the island. These differences in beach locations may cause variation in the intensity of wave-energy. The Paseo del Mar is a low wave-energy beach associated with carbonate rich sediments and skeletal materials, which may increase the frequency of microtextures of chemical origin in Paseo del Mar. The palaeoenvironment inferred from microtextures on quartz and zircon grains in the Paseo del Mar and Bosque beaches are briefly illustrated in figure 6.

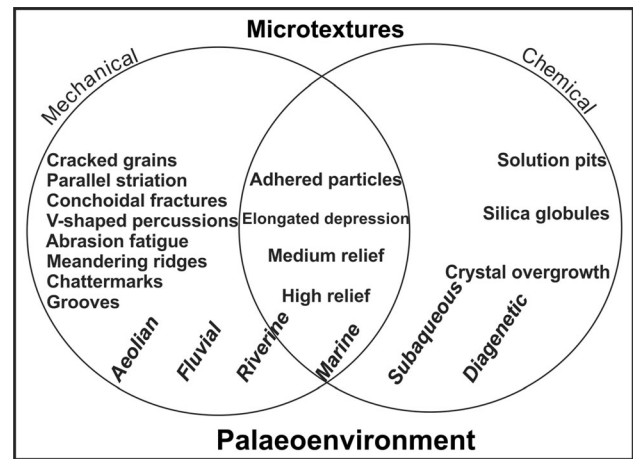


Figure 6. A schematic diagram illustrating microtextures and palaeoenvironment inferred in the Paseo del Mar and Bosque beaches, SW Gulf of Mexico.

5.2 Provenance

The microtextures identified on quartz and zircon grains from the Paseo del Mar and Bosque beaches reveal both aeolian and fluvial transport, respectively. The mechanical features like v-s, meandering ridges, collision impact cracks, parallel striations, and conchoidal fractures are indicating high-energy collision and grain-to-grain impact during aeolian or littoral transport. The quartz grains in the two beach areas are sub-angular and did not show significant differences between the Paseo del Mar and Bosque beaches, probably derived from proximal source. On the other hand, zircon grains from the Paseo del Mar beach are well-rounded than in the Bosque beach. The combination of angular and well-rounded zircons in the Paseo del Mar indicates its derivation from proximal and distal sources, respectively. However, few

Figure 5. Surface microtextures on zircon grains identified by SEM from the Bosque beach, Tabasco State, Gulf of Mexico: (A) zircon grain with broken edges (ck), conchoidal fractures (cf), and parallel striations (ps); (B) chattermarks (ch) and meandering ridges (mr); (C) parallel striations (ps) and meandering ridges (mr); (D) conchoidal fracture (cf) and meandering ridges (mr); (E) high-relief zircon with chattermarks (ch); (F) parallel striations (ps) and meandering ridges (mr); (G) abrasion fatigue (af), conchoidal fracture (cf), and adhered particles (ap); (H) parallel striations (ps) and abrasion fatigue (af); (I) prismatic zircon with parallel striations (ps), elongated depression (dp), and abrasion fatigue (af); (J) abrasion fatigue (af), meandering ridge (mr), and straight groove (sg); (K) elongated zircon with abrasion fatigue (af); (L) collision impact fracture (ck), and crystal overgrowth (cro); (M) angular euhedral zircon with adhered particles (ap), and curved grooves (cg); (N) adhered particles (ap), V-shaped marks (vs), conchoidal fracture (cf), and solution pits (sp); (O) V-shaped marks (vs) and solution pits (sp); (P) angular zircon grain showing collision impact fracture (ck), conchoidal fracture (cf), meandering ridges (mr), straight groove (sg), and elongated depression (dp); (Q) meandering ridges (mr) and elongated depression (dp); (R) conchoidal fracture (cf) and crystal overgrowths (cro); (S) high-relief zircon chattermarks (ch) and crystal overgrowth (cro); (T) conchoidal fracture (cf), crystal overgrowth (cro), and elongated depression (dp); (U) prismatic zircon with solution pits (sp); (V) prismatic zircon with straight groove (sg), solution pits (sp), and conchoidal fractures (cf); (W) hexagonal zircon with collision impact fracture (ck), straight groove (sg), and elongated depressions (dp); and (X) elongated depressions (dp).

studies identified an insignificant correlation between zircon age and grain shape, and demonstrated that zircon grain shape and its relation with distance of transport was difficult to quantify and lead to bias in provenance analysis (Gagnevin *et al.* 2010; Chapman *et al.* 2016; Dillinger *et al.* 2018). Recently, Markwitz and Kirkland (2018) observed an insignificant correlation between shape descriptors of magmatic zircons and the composition of their host rocks, and they concluded that hydraulic sorting did not have a significant effect in grain shape and size. Hence, we consider that factors affecting the zircon grain shape are general crystalline structure, composition (U, Pb, and Hf), and possibly the temperature of the crystallization medium rather than the distance of transport (Corfu *et al.* 2003; Markwitz and Kirkland 2018).

A recent study by Ramos-Vázquez and Armstrong-Altrin (2019) documented that the zircon U–Pb ages inferred from the Paseo del Mar and Bosque beach sediments are dominated by Cenozoic, Mesozoic, Paleozoic, and Proterozoic ages. For instance, the detrital zircon grains dated from the Paseo del Mar beach yielded Cenozoic (~ 0.01 –66 Ma, number of zircon grains = 58), Mesozoic (~ 66.1 –201.4 Ma, $n = 28$), Paleozoic (~ 254.3 –485.5 Ma, $n = 64$), and Proterozoic (~ 541.2 –2500 Ma, $n = 48$) ages. Similarly, detrital zircons analyzed from the Bosque beach sediments are also characterized by Cenozoic ($n = 49$), Mesozoic ($n = 27$), Paleozoic ($n = 60$), respectively, and Proterozoic ($n = 62$) ages. They inferred that the Cenozoic age population in the beach sediments is similar to the zircon ages reported from the nearby Los Tuxtlas volcanic field and were transported to the beach by aeolian and coastal currents, i.e., south to north. They further demonstrated that the Chiapas Massif and Oaxacan Complexes are the likely source terranes, which supplied the Mesozoic, Paleozoic, and Proterozoic age zircons to the Paseo del Mar and Bosque beaches. The sediments were delivered to the beach areas by the Grijalva and Usumacinta Rivers that drains along the Chiapas Massif and Oaxacan Complexes of the southern Mexico (figure 1). In addition, Armstrong-Altrin *et al.* (2018) studied zircon U–Pb age distributions from the nearby Atasta beach, which showed prominent age peaks at Proterozoic (~ 596 –2461 Ma, $n = 62$), Cenozoic (~ 10 –65 Ma, $n = 14$), and Paleozoic (~ 380 –468 Ma, $n = 15$). The above discussions reveal a similarity in zircon U–Pb age populations

and source rock characteristics between the Paseo del Mar and Bosque beaches.

The paleoenvironments inferred in this study based on the microtextures in the Paseo del Mar and Bosque beaches are consistent with the sediment provenance investigated based on zircon U–Pb ages. This implies that the Los Tuxtlas volcanic field, Chiapas Massif and Oaxacan Complexes are the potential source areas, which supplied sediments to the Paseo del Mar and Bosque beach areas.

6. Conclusions

The microtextures of mechanical origin such as parallel striations, conchoidal fractures, v-shaped percussions, meandering ridges, and elongated depressions on grain surfaces are indicating a high-energy sub-aqueous marine depositional environment. The cracks due to collision, curved and straight grooves are corresponding to the wave-energy of a beach environment. The chattermarks are associated principally with an intertidal beach environment. The frequency of microtextures of chemical origin like solution pits, crystal overgrowth, and silica globule are higher in Paseo del Mar than in Bosque beach, suggesting a low-energy marine environment with carbonate rich sediments in the Paseo del Mar beach.

The quartz grains are mostly sub-angular with bulbous edge, indicating high energy collision during wind transport and abrasion by wave action. However, in the Paseo del Mar well-rounded zircon grains are more dominant than in the Bosque. The variations in roundness of zircon grains between the Paseo del Mar and Bosque beaches are attributed to the crystalline structure, composition, and the temperature of the crystallization medium, rather than the transport distance. The frequency of microtextures identified in zircon is higher than in quartz grains, especially chemical features such as solution pits, elongated depressions, and adhered particles. This reveals that the microtextures on grain surfaces are independent of grain hardness, but linked with the wave-energy and geographic location of the beach areas. The results of this study further reveal that the sediments were transported to the beach areas by the Grijalva and Usumachinta Rivers, then recycled by wave-energy in the marine environment.

Acknowledgements

Ramos-Vázquez is thankful to the Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología (PCML) postgraduate program and to Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) for a doctoral fellowship (Grant No. 595593/308610). Armstrong-Altrin acknowledge the financial assistance provided by CONACyT (Project No: A1-S-21287) for SEM analysis and field work along the Gulf of Mexico coastal areas. This research work was also supported by the Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT; IN107020) approved to Armstrong-Altrin. We extend our sincere thanks to Laura E Gómez Lizárraga and Teodoro Hernández Treviño, for their laboratory assistance during SEM analysis and zircon separation, respectively. Eduardo Alfredo Morales, Ricardo Martínez Domínguez, and Susana Santiago-Perez at the Sedimentology Laboratory, ICML, extended their help during sample preparation. We are grateful to Edith Xiadani C Zárata, *'Ayudante de Investigador Nacional Nivel III'*, for her support during SEM analysis. We are also grateful to the ICML–Institutional project (no. 616) for providing laboratory facilities. The authors are thankful to the Editor, Santanu Banerjee and the two anonymous reviewers for their impressive comments, which significantly improved our presentation.

Author statement

Mayla A Ramos-Vázquez collected sediment samples along the Paseo del Mar and Bosque beach areas, Gulf of Mexico. Analyzed the SEM images and wrote the manuscript. John S Armstrong-Altrin participated in sample collection. Examined the SEM images and classified the microtextures based on their palaeoenvironment, also revised the manuscript and prepared the final version.

References

- Alam M, Li S-R, Santosh M and Yuan M-W 2019 Morphology and chemistry of placer gold in the Bagrote and Dainter streams, northern Pakistan: Implications for provenance and exploration; *Geol. J.* **54**(3) 1672–1687.
- Anaya-Gregorio A, Armstrong-Altrin J S, Machain-Castillo M L, Montiel-García P C and Ramos-Vázquez M A 2018 Textural and geochemical characteristics of late Pleistocene to Holocene fine-grained deep-sea sediment cores (GM6 and GM7), recovered from southwestern Gulf of Mexico; *J. Palaeogeogr.* **7**(3) 253–271.
- Armstrong-Altrin J S 2020 Detrital zircon U–Pb geochronology and geochemistry of the Riachuelos and Palma Sola beach sediments, Veracruz State, Gulf of Mexico: A new insight on palaeoenvironment; *J. Palaeogeogr.* **9**(4).
- Armstrong-Altrin J S and Natalhy-Pineda O 2014 Microtextures of detrital sand grains from the Tecolutla, Nautla, and Veracruz beaches, western Gulf of Mexico, Mexico: Implications for depositional environment and palaeoclimate; *Arab. J. Geosci.* **7** 4321–4333.
- Armstrong-Altrin J S, Ramos-Vázquez M A, Zavala-León A C and Montiel-García P C 2018 Provenance discrimination between Atasta and Alvarado beach sands, western Gulf of Mexico, Mexico: Constraints from detrital zircon chemistry and U–Pb geochronology; *Geol. J.* **53**(6) 2824–2848.
- Armstrong-Altrin J S, Botello A V, Villanueva S F and Soto L A 2019 Geochemistry of surface sediments from the northwestern Gulf of Mexico: Implications for provenance and heavy metal contamination; *Geol. Quart.* **63**(3) 522–538.
- Armstrong-Altrin J S, Ramos-Vázquez M A, Hermenegildo-Ruiz N Y and Madhavaraju J 2020 Microtexture and U–Pb geochronology of detrital zircon grains in the Chachalacas beach, Veracruz State, Gulf of Mexico; *Geol. J.* **55** 1–21, <https://doi.org/10.1002/gj.3984>.
- Balan E, Trocellier P, Jupille J, Fritsch E, Muller J-P and Calas G 2001 Surface chemistry of weathered zircons; *Chem. Geol.* **181** 13–22.
- Cawood P A, Nemchin A A, Freeman M and Sircombe K 2003 Linking source and sedimentary basin: Detrital zircon record of sediment flux along a modern river system and implications for provenance studies; *Earth Planet. Sci. Lett.* **210** 259–268.
- Celis-Hernandez O, Giron-Garcia M P, Ontiveros-Cuadras J F, Canales-Delgadillo J C, Pérez-Ceballos R Y, Ward R D, Acevedo-Gonzales O, Armstrong-Altrin J S and Merino-Ibarra M 2020 Environmental risk of trace elements in mangrove ecosystems: An assessment of natural *vs.* oil and urban inputs; *Sci. Total Environ.* **730** 138643, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.138643>.
- Chakroun A, Miskovsky J C and Zaghib-Turki D 2009 Quartz grain surface features in environmental determination of aeolian Quaternary deposits in northeastern Tunisia; *Mineral. Mag.* **73**(4) 607–614.
- Chapman J B, Gehrels G E, Duca M N, Giesler N and Pullen A 2016 A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon; *Chem. Geol.* **439** 59–70.
- Chaudhuri A, Das K, Banerjee S and Fitzsimons I C W 2020a Detrital zircon and monazite track the source of Mesozoic sediments in Kutch to rocks of Late Neoproterozoic and Early Palaeozoic orogenies in northern India; *Gondwana Res.* **80** 188–201.
- Chaudhuri A, Banerjee S, Prabhakar N and Das A 2020b The use of heavy mineral chemistry in reconstructing provenance: A case study from Mesozoic sandstones of Kutch Basin, India; *Geol. J.*, <https://doi.org/10.1002/gj.3922>.
- Chen Y and Liu X 2016 Surface textural analysis of quartz grains from varved sediments of Lake Kusai in the Hoh Xil area, Tibetan Plateau; *J. Lake Sci.* **28** 1123–1133.
- Chen Q, Li Z, Dong S, Wang N, Lai D Y F and Ning K 2018 Spatial variations in the chemical composition of eolian

- sediments in hyperarid regions: A case study from the Badain Jaran Desert, northwestern China; *J. Sedim. Res.* **88** 290–300.
- Chen J, Cui Z, Liu Ch, Zhou W and Chen R 2019 Meso/micro-texture analysis of the landslide-dam outburst; *Geol. Croatia* **72** 81–91.
- Chmielowska D and Woronko B 2019 A source of loess-like deposits and their attendant palaeo environment – Orava Basin, Western Carpathian Mountains, S. Poland; *Aeol. Res.* **38** 60–76.
- Corfu F, Hanchar J M, Hoskin P W O and Kinny P 2003 Atlas of zircon textures; *Rev. Mineral. Geochem.* **53**(1) 469–500.
- Costa P J M, Andrade C, Mahaney W C, Marques da Silva F, Freire P, Freitas M C, Janardo C, Oliveira M A, Silva T and Lopes V 2013 Aeolian microtextures in silica spheres induced in a wind tunnel experiment: Comparison with aeolian quartz; *Geomorphology* **180–181** 120–129.
- Costa P J M, Park Y S, Kim Y D, Quintela M, Mahaney W C, Dourado F and Dawson S 2017 Imprints in silica grains induced during an open-channel flow experiment: Determination of microtextural signatures during aqueous transport; *J. Sedim. Res.* **87** 677–687.
- Day J W, Yañez-Arancibia A, Mitsch W J, Lara-Dominguez A L, Day J N, Ko J Y and Zarate-Lomeli D 2003 Using ecotechnology to address water quality wetland habitat loss problems in Mississippi basin: A hierarchical approach; *Biotechnol. Adv.* **22** 135–159.
- Delattre W R, Utsunomiya S, Ewing R C, Boeglin J L, Braun J J, Balan E and Calas G 2007 Dissolution of radiation-damaged zircon in lateritic soils; *Am. Mineral.* **92**(11–12) 1978–1989.
- Dillinger A, George A D and Parra-Avila L A 2018 Early Permian sediment provenance and paleogeographic reconstructions in southeastern Gondwana using detrital zircon geochronology (Northern Perth Basin, Western Australia); *Gondwana Res.* **59** 57–75.
- Finsel E S 2017 Detrital zircon microtextures and U–PB geochronology of Upper Jurassic to Paleocene strata in the distal North American Cordillera foreland basin; *Tectonics* **36** 1295–1316.
- Gagnevin D, Daly J S and Kronz A 2010 Zircon texture and chemical composition as a guide to magmatic processes and mixing in a granitic environment and coeval volcanic system; *Contrib. Mineral. Petrol.* **159** 579–596.
- Gärtner A, Linnemann U, Sagawe A, Hofmann M, Ullrich B and Kleber A 2013 Morphology of zircon crystal grains in sediments – Characteristics, classifications, definitions; *Geol. Saxonica* **59** 65–73.
- Gärtner A, Youbi N, Villeneuve M, Sagawe A, Hofmann M, Mahmoudi A, Boumehdi M A and Linnemann U 2017 The zircon evidence of temporally changing sediment transport – the NW Gondwana margin during Cambrian to Devonian time (Aoucert and Samara areas, Moroccan Sahara); *Int. J. Earth Sci.* **106** 2747–2769.
- Götze J 2009 Chemistry, textures and physical properties of quartz-geological interpretation and technical application; *Mineral. Mag.* **73** 645–671.
- Helland P E and Diffendal Jr R F 1993 Probable glacial climatic conditions in source areas during depositions of parts of the Ash Hollow Formation, Ogallala Group (Late Tertiary), of western Nebraska; *Am. J. Sci.* **293** 744–757.
- Helland P E and Holmes M A 1997 Surface textural analysis of quartz sand grains from ODP site 918 off the southeast coast of Greenland suggests glaciation of southern Greenland at 11 Ma; *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* **135** 109–121.
- Hossain H M Z, Tarek M, Armstrong-Altrin J S, Monir M U, Ahmed M T, Ahmed S I and Hernandez-Coronado C J 2014 Microtextures of detrital sand grains from the Cox’s Bazar beach, Bangladesh: Implications for provenance and depositional environment; *Carpathian J. Earth Environ. Sci.* **9**(3) 187–197.
- Hossain H M Z, Armstrong-Altrin J S, Jamil A H M N, Rahman M M, Hernández-Coronado C J Ramos-Vázquez M A 2020 Microtextures on quartz grains in the Kuakata beach, Bangladesh: Implications for provenance and depositional environment; *Arab. J. Geosci.* **13** 291.
- Immonen N 2013 Surface microtextures of ice-rafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic; *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* **374** 293–302.
- Itamiya H, Sugita R and Sugai T 2019 Analysis of the surface microtextures and morphologies of beach quartz grains in Japan and implications for provenance research; *Prog. Earth Planet. Sci.* **6** 1–14.
- Ji H, Tao H, Wang Q, Ma D and Hao L 2019 Petrography, geochemistry, and geochronology of Lower Jurassic sedimentary rocks from the Northern Tianshan (Wesr Bogda area), Northwest China: Implications for provenance and tectonic evolution; *Geol. J.* **54** 1688–1714.
- Karudu T K 2019 Heavy mineral distribution and provenance studies of coastal sediments of Visakhapatnam coast: Statistical approach; *J. Indian Assoc. Sedim.* **36**(2) 64–85.
- Kasper-Zubillaga J J and Faustinos-Morales R 2007 Scanning electron microscopy analysis of quartz grains in desert and coastal dune sands (Altar desert, NW Mexico); *Cienc. Mar.* **33** 11–22.
- Kasper-Zubillaga J J, Arellano-Torres E and Armstrong-Altrin J S 2019 Physical degradation and early diagenesis in foraminiferal tests after subaerial exposure in terrigenous-depleted beaches of Yucatan, Mexico; *Carbonates and Evaporites* **34** 1175–1189.
- Kemnitz H and Lucke B 2019 Quartz grain surfaces – A potential microarchive for sedimentation processes and parent material identification; *Catena* **176** 209–226.
- Klesment A 2009 Roundness and surface features of quartz grains in Middle Devonian deposits of the East Baltic and their paleogeographical implications; *Est. J. Earth Sci.* **58** 71–84.
- Krinsley D H and McCoy F W 1977 Significance and origin of surface textures on broken sand grains in deep sea sediments; *Sedimentology* **24** 857–862.
- Krinsley D H and Marshall J R 1987 Sand grain textural analysis: An assessment; In: *Clastic particles: Scanning Electron Microscopy and Shape Analysis of Sedimentary and Volcanic Clasts* (eds.) Marshall J R and Van Nostrand-Reinhold, New York, pp. 2–15.
- Li Z, Yu X, Dong S, Chen Q and Zhang Ch 2020 Microtextural features on quartz grains from eolian sands in a subaqueous sedimentary environment: A case study in the hinterland of the Badain Jaran Desert, Northwest China; *Aeol. Res.* **43** 100573.
- Longhinos B 2009 Geology and geochronology of silica sand of coastal plain of Thiruvananthapuram District, Kerala, India,

- with special reference to Late Quaternary environment; Ph.D. thesis, Department of Marine Geology and Geophysics, School of Marine Science, Cochin University of Science and Technology, Kochi, India, 285p.
- Machado G M V, Albino J, Leal A P and Bastos A C 2016 Quartz grain assessment for reconstructing the coastal palaeoenvironment; *J. South Am. Earth Sci.* **70** 353–367.
- Madhavaraju J, Lee Y I, Armstrong-Altrin J S and Hussain S M 2006 Microtextures on detrital quartz grains of upper Maastrichtian–Danian rocks of the Cauvery Basin, south-eastern India: Implications for provenance and depositional environments; *Geosci. J.* **10** 23–34.
- Madhavaraju J, Saucedo-Samaniego J C, Loser H, Espinoza-Maldonado I G, Solari L, Monreal R, Grijalva-Noriega F J and Jaques-Ayala C 2019 Detrital zircon record of Mesozoic volcanic arcs in the Lower Cretaceous Mural Limestone, northwestern Mexico; *Geol. J.* **54** 2621–2645.
- Madrid H C, Rosales-Hoz L, Márquez García A Z and Carranza-Edwards A 2018 Environmental assessment of a mangrove protected area in the southeast Gulf of Mexico through sediment core analysis; *Environ. Earth Sci.* **77** 73.
- Mahaney W C 2002 *Atlas of sand grain surface textures and applications*; Oxford Univ. Press, Oxford, UK, 237p.
- Mahaney W C and Kalm V 2000 Comparative scanning electron microscopy study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia; *Boreas* **29** 35–51.
- Mahaney W C, Stewart A and Kalm V 2001 Quantification of SEM microtextures useful in sedimentary environmental discrimination; *Boreas* **30** 165–171.
- Mahaney W C, Dohm J M, Costa P and Krinsley D H 2010 Tsunamis on Mars: Earth analogues of projected Martian sediment; *Planet. Space Sci.* **58** 1823–1831.
- Mahaney W C, Fairén A G, Dohm J M and Krinsley D H 2012 Weathering rinds on clasts: Examples from earth and Mars as short and long term recorders of paleoenvironment; *Planet. Space Sci.* **73** 243–253.
- Marcelino V, Mussche G and Stoops G 1999 Surface morphology of quartz grains from tropical soils and its significance for assessing soil weathering; *Eur. J. Soil Sci.* **50** 1–8.
- Margolis S and Krinsley D H 1974 Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains; *Am. J. Sci.* **74** 449–464.
- Markwitz V and Kirkland C L 2018 Source to sink zircon grain shape: Constraints on selective preservation and significance for Western Australian Proterozoic basin provenance; *Geosci. Front.* **9** 415–430.
- McKay M P, Jackson Jr W T and Hessler A M 2018 Tectonic stress regime recorded by zircon Th/U; *Gondwana Res.* **57** 1–9.
- Medellín G, Mariño-Tapia I, Pedrozo-Acuña A, Enríquez C González-Villarreal F 2013 Influencia de la marea en la hidrodinámica del sistema Mecoacán-Río González, México; *Tecnol. Ciencias del Agua* **4** 71–90.
- Mohammad A, Murthy P B, Rao E N D and Prasad H 2020 A study on textural characteristics, heavy mineral distribution and grain-microtextures of recent sediment in the coastal area between the Sarada and Gosthani rivers, east coast of India; *Int. J. Sedim. Res.*, <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2020.03.007>.
- Murkute Y A 2019 Reappraisal on depositional environments of glaciogenic talchir sediments around Savarla Village from Bandar Basin, Chandrapur District, central India; *J. Geol. Soc. India* **94** 367–374.
- Nallusamy B 2014 Morphology, trace and rare earth elements of detrital zircon of Kayamkulam, Thottappally placers, southwest India: Implications for provenance; *Mar. Geores. Geotechnol.* **33** 437–446.
- Newsome D and Ladd P 1999 The use of quartz grain microtextures in the study of the origin of sand terrains in western Australia; *Catena* **35** 1–17.
- Ortega-Gutiérrez F, Ruiz J and Centeno-García E 1995 Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic; *Geology* **23** 1127–1130.
- Paul C K, Caress D W, Gwiazda R, Urrutia-Fucugauchi J, Rebolledo-Vieyra M, Lundsten E, Anderson K and Sumner E J 2014 Cretaceous–Paleogene boundary exposed: Campeche Escarpment, Gulf of Mexico; *Mar. Geol.* **357** 392–400.
- Peterknecht K M and Tietz G F 2011 Chattermark trails: Surface features on detrital quartz grains indicative of a tropical climate; *J. Sedim. Res.* **81** 153–158.
- Rahman M H and Ahmed F 1996 Scanning electron microscopy of quartz grain surface textures of the Gondwana Sediments, Barapukuria, Dinajpur, Bangladesh; *J. Geol. Soc. India* **47** 207–214.
- Ramos-Vázquez M A and Armstrong-Altrin J S 2019 Sediment chemistry and detrital zircon record in the Bosque and Paseo del Mar coastal areas from the southwestern Gulf of Mexico; *Mar. Petrol. Geol.* **110** 650–675.
- Refaat A A and Hamdan M A 2015 Mineralogy and grain morphology of the aeolian dune sand of Toshka area, southeastern Western Desert, Egypt; *Aeol. Res.* **17** 243–254.
- Salas-de-León D A, Monreal-Gómez M A, Díaz-Flores M A, Salas-Monreal D, Velasco-Mendoza H, Riverón-Enzástiga M L and Ortiz-Zamora G 2008 Role of near-bottom currents in the distribution of sediments within the Southern Bay of Campeche, Gulf of Mexico; *J. Coast. Res.* **24** 1487–1494.
- Shi C, Ding X, Liu Y and Zhou X 2019 Detrital zircon U–Pb dating and Hf isotope study of late Paleozoic sedimentary rocks in central-eastern Jilin Province, NE China: Constraints for tectonic evolution of the eastern segment of the Paleo-Asian Ocean; *Geol. J.* **55**(4) 2717–2737.
- Smith C, Soreghan G S and Ohta T 2018 Scanning electron microscope (SEM) microtextural analysis as a paleoclimate tool for fluvial deposits: A modern test; *Geol. Soc. Am. Bull.* 2018067.
- Smyth H R, Morton A, Richardson N and Scott R A 2014 Sediment provenance studies in hydrocarbon exploration and production: an introduction; *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **386** 1–6.
- Song Z, Yuan X, Gao L, Li J, Liu X and Tang W 2019 Quartz sand surface morphology of granitic Tafoni of Laoshan, China; *Indian J. Geo-Mar. Sci.* **48** 43–48.
- Strand K and Immonen N 2010 Dynamics of the Barents-Kara ice sheet as revealed by quartz sand grain microtextures of the late Pleistocene Arctic Ocean sediments; *Quat. Sci. Rev.* **29** 3583–3589.
- Tejan-Kella M S, Fitzpatrick R W and Chittleborough D J 1991 Scanning Electron Microscope study of zircons and rutiles from a Podzol Chronosequence at Cooloolo, Queensland, Australia; *Catena* **18** 11–30.

- Udayaganesan P, Angusamy N, Gujar A R and Rajamanickam G V 2011 Surface microtextures of quartz grains from the central coast of Tamil Nadu; *J. Geol. Soc. India* **77** 26–34.
- Verma S P 2001 Geochemical evidence for a Lithospheric source for magmas from Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt; *Int. Geol. Rev.* **43** 31–51.
- Verma S P 2015 Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests; *Turk. J. Earth Sci.* **24** 111–164.
- Vos K, Vandenberghe N and Elsen J 2014 Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation; *Earth Sci. Rev.* **128** 93–104.
- Wang J, Shao L-Y, Wang H, Spiro B and Large D 2018 SHRIMP zircon U–Pb ages from coal beds across the Permian-Triassic boundary, eastern Yunnan, southwestern China; *J. Palaeogeogr.* **7(2)** 117–129.
- Warrier A K, Pednekar H, Mahesh B S, Mohan R and Gazi S 2016 Sediment grain size and surface textural observations of quartz grains in late quaternary lacustrine sediments from Schirmacher Oasis, East Antarctica: Paleoenvironmental significance; *Polar Sci.* **10** 89–100.
- Woronko B, Dłużewski M and Woronko D 2017 Sand-grain micromorphology used as a sediment-source indicator for Kharga Depression dunes (Western Desert, S Egypt); *Aeolian Res.* **29** 42–54.
- Zoleikhaei Y, Frei D, Morton A and Zamanzadeh S M 2016 Roundness of heavy minerals (zircon and apatite) as a provenance tool for unraveling recycling: A case study from the Sefidrud and Sarbaz rivers in N and SE Iran; *Sedim. Geol.* **342** 106–117.

Corresponding editor: SANTANU BANERJEE

12.- REFERENCIAS

- Abedini, A., Calagari, A.A., 2017. Geochemistry of claystones of the Ruteh Formation, NW Iran: implications for provenance, source-area weathering, and paleo-redox conditions. *J Mineral Geochem* 194, 107-123.
- Almar, R., Kestenare, E., Reyns, J., Jouanno, J., Anthony, E.J., Laibi, R., Hemer, M., 2015. Response of the Bight of Benin (Gulf of Guinea, West Africa) coastline to anthropogenic and natural forcing, Part1: Wave climate variability and impacts on the longshore sediment transport. *Cont Shelf Res* 110, 48-59.
- Alva, L.M., 2005. Del instante de la creación a la formación y estructura de la Tierra. Instituto de Geofísica, UNAM, 49 pp.
- Alzaga-Ruiz, H., Granjeon, D., Lopez, M., Seranne, M., Roure, F., 2009. Gravitational collapse and Neogene sediment transfer across the western margin of the Gulf of Mexico: Insights from numerical models. *Tectonophysics* 470, 21-41.
- Ammannati, E., Jacob, D.E., Avanzinelli, R., Foley, S.F., Conticelli, S., 2016. Low Ni olivine in silica-undersaturated ultrapotassic igneous rocks as evidence for carbonate metasomatism in the mantle. *Earth Planet Sci Lett.* 444, 64-74.
- An, W., Kuang, H.-W., Liu, Y.-Q., Peng, N., Xu, K.-M., Xu, H., Zhang, P., Wang, K.-B., Chen, S.-Q., Zhang, Y.-X., 2016. Detrital zircon dating and tracing the provenance of dinosaur bone beds from the late Cretaceous wangshi group in Zhucheng, Shandong, East China. *J Palaeogeogr* 5, 72-99.
- Anaya-Gregorio, A., Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Montiel-García, P.C., Ramos-Vázquez M.A., 2018. Textural and geochemical characteristics of late Pleistocene to Holocene fine-grained deep-sea sediment cores (GM6 and GM7), recovered from southwestern Gulf of Mexico *J Palaeogeogr* 7, 253-271.
- Antonarakou, A., Kontakiotis, G., Mortyn, P.G., Drinia, H., Sprovieri, M., Besiou, E., Tripsanas, E., 2015. Biotic and geochemical (^{18}O , ^{13}C , Mg/Ca, Ba/Ca) responses of *Globigerinoides ruber* morphotypes to upper water column variations during the last deglaciation, Gulf of Mexico. *Geochim Cosmochim Acta* 170, 69-93.
- Appendini, C.M., Torres-Freyermuth, A., Oropeza, F., Salles, P., López, J., Mendoza, E.T., 2013. Wave modeling performance in the Gulf of Mexico and Western Caribbean: wind reanalyses assessment, *Appl Ocean Res* 39, 20-30.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2009. Provenance of sands from Cazonces, Acapulco, and Bahía Kino beaches, México. *Rev Mex Cien Geol* 26, 764-782.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2015. Evaluation of two multi-dimensional discrimination diagrams from beach and deep sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *Int Geol Rev* 57, 1446-1461.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2020. Detrital zircon U–Pb geochronology and geochemistry of the Riachuelos and Palma Sola beach sediments, Veracruz State, Gulf of Mexico: a new insight on palaeoenvironment. *J Palaeogeogr* 9, 28.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Garcia, D., Eby, N., Balaram, V., Cruz-Ortiz, N.L., 2012. Geochemistry of beach sands along the Western Gulf of Mexico, Mexico: Implication for provenance. *Chem Erde Geochem* 72, 345-362.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Trejo-Ramírez, E., 2016. Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: implications for palaeoweathering, provenance and tectonic setting. *Geol J* 52, 559-582.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *J Sediment Res* 74, 285-297.

Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., 2016. Mineralogy, geochemistry, and radiocarbon ages of deep sea sediments from the Gulf of Mexico, Mexico. *J S Am Earth Sci* 71, 182-200.

Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.A., Ruiz-Fernández, A.C., 2015a. "Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis". *Cont Shelf Res* 95, 15-26.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Balaram, V., Natalhy-Pineda, O., 2015b. Petrography and geochemistry of sands from the Chachalacas and Veracruz beach areas, western Gulf of Mexico, Mexico: constraints on provenance and tectonic setting. *J S Am Earth Sci* 64, 199-216.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Córdoba-Saldaña, L.P., 2014. Geochemistry of sands along the San Nicolás and San Carlos beaches, Gulf of California, Mexico: implication for provenance. *Turkish J Earth Sci* 23, 533-558.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Lee, Y.I., Balaram, V., Cruz-Martinez, A., Avila-Ramirez, G., 2013. Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, Eastern Mexico: Implications of source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *CR. Geosci* 345, 185-202.

Armstrong-Altrin, J.S., Natalhy-Pineda, O., 2014. Microtextures of detrital sand grains from the Tecolutla, Nautla, and Veracruz beaches, western Gulf of Mexico, Mexico: implications for depositional environment and palaeoclimate. *Arab J Geosci* 7, 4321-4333.

Armstrong-Altrin, J.S., Ramos-Vázquez, M.A., Zavala-León, A.C., Montiel-García, P.C., 2017. Provenance discrimination between Atasta and Alvarado beach sands, western Gulf of Mexico, Mexico: Constraints from detrital zircon chemistry and U-Pb geochronology. *Geol J* 1-25.

Armstrong-Altrin, J.S., Ramos-Vázquez, M.A., Hermenegildo-Ruiz, N.Y., Madhavaraju, J., 2020. Microtexture and U-Pb geochronology of detrital zircon grains in the Chachalacas beach, Veracruz State, Gulf of Mexico. *Geol J*, 1-21.

Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic setting. *Sediment Geol* 177, 115-129.

Astorga-Moar, A., 2017. Variación en la dinámica litoral bajo escenarios predictivos de degradación de arrecifes, Tesis de Maestría, UNAM, 122.

- Ávila-Chávez, M.A., 2006. Distribución espacial y temporal de hidrocarburos del petróleo frente a la desembocadura del Río Pánuco, Tesis de Maestría, UNAM, 113 p.
- Banerjee, S., Bansal, U., Thorat, A., 2016. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition. *J Palaeogeogr* 5, 43–71.
- Bansal, U., Banerjee, S., Ruidas, D.K., Pande, K., 2018. Origin and geochemical characterization of the glauconites in the upper Cretaceous Lameta formation, Narmada basin, central India. *J Palaeogeogr* 7, 99–116.
- Barboza–Gudiño, J.R., Ramírez–Fernández, J.A., Torres–Sánchez, S.A., Valencia, V.S., 2011. Geocronología de circones detríticos del Esquisto Granjeno en el Noreste de México: *B Soc Geol Mex* 63.
- Balan, E., Trocellier, P., Jupille, J., Fritsch, E., Muller, J.-P., Calas, G., 2001. Surface chemistry of weathered zircons. *Chem Geol* 181, 13-22.
- Basu, A., 2017. Evolution of siliciclastic provenance inquiries: a critical appraisal. In: Mazumder, R. (Ed.), *Sediment Provenance*. Elsevier Amsterdam, Netherlands, pp. 5–23. (Chapter 2).
- Basu, A., Bickford, M.E., Deasy, R., 2016. Inferring tectonic provenance of siliciclastic rocks from their chemical compositions: a dissent. *Sediment Geol* 336, 26–35.
- Behringer, D.W., Molinari, R.L., Festa, J.F., 1977. The Variability of Anticyclonic Current Patterns in the Gulf of Mexico, *J Geophys Res* 82, 5469-5476.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib Mineral Petrol* 143, 602-622.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristic of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib Mineral Petrol* 92, 181-193.
- Bindeman, I.N., Davis, A.M., 2000. Trace element partitioning between plagioclase and melt: investigation on dopant influence on partition behavior. *Geochim Cosmochim Acta* 64, 2863-2878.
- Bird, D.E., Burke, K., Hall, S.A., Casey, J.F., 2005. Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. *AAPG Bull* 89, 311-328.
- Blum, M., and Pecha, M., 2014. Mid-Cretaceous to Paleocene North American drainage reorganization from detrital zircons. *Geology* 42, 607-610.
- Bogdanov, Y.A.; Sagalevich, A.M.; Lukshin, V.N.; Peresykin, V.I., Aleinik, D.L., 2002. On the special features of sediments in the southwestern part of the Blake-Bahama Abyssal plain. *Russian Academy of Science* 42, 1-12.
- Botello, A.V., S., Villanueva-Fragoso y L. Rosales-Hoz, 2004. Distribución y contaminación de metales en el Golfo de México. P. 683-712. In M. Caso, I. Pisanty, y E. Ezcurra. *Diagnóstico Ambiental del Golfo de México*. Tomo I. SEMARNAT, INE, Instituto de Ecología, A.C., Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies
- Botello, A.V., Soto, L.A., Ponce-Veléz, G., Villanueva, F.S., 2015. Baseline for PAHs and metals in NW Gulf of Mexico related to the Deepwater Horizon oil spill. *Estuarine, Coast Shelf Sci* 156.

Bryant, W.R., Antoine, J., Ewing, M., Jones, B., 1968. Structure of the Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico, *Am Assoc Pet Geol Bull* 52, 1204-1228.

Buffler, R.T., 1989. Distribution of crust, distribution of salt, and the early evolution of the Gulf of Mexico Basin. In *Gulf of Mexico salt tectonics, associated processes and exploration potential: Gulf Coast Section SEPM 10th Annual Research Conference*, 25-27.

Buffler, R.T., Shaub, F.J., Watkins, J.S., Worzel, J.L., 1979. Anatomy of the Mexican Ridges, southwestern Gulf of Mexico, *Mem Am Assoc Pet Geol* 29, 319-327.

Bukalo, N., Ekosse, G.I., Odiyo, J., Ogola, J., 2018. U/Pb LA-SF-ICP-MS dating of detrital zircons in cretaceous-tertiary kaolins in the dovala sub-basin, Cameroon: a Neoproterozoic provenance. *J Afr Earth Sci* 147, 554–568.

Campa-Uranga, M.F. y Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 1040-1051.

Campbell, D.H., 1963. Percussion marks on quartz grains. *J Sediment Petrol* 33, 855-859.

Capaldi, T.N., Horton, B.K., McKenzie, N.R., Stockli, D.F., Odlum, M.L., 2017. Sediment provenance in contractional orogens: the detrital zircon record from modern rivers in the Andean fold-thrust belt and foreland basin of western Argentina. *Earth Planet Sci Lett* 479, 83–97.

Carranza- Edwards, A., 1997. La granulometría y su uso en estudios ambientales. *Actas INAGEQ*, (ISBN 968-36-6241-1) 3, 235-243.

Carranza-Edwards, A., Centeno-García, E., Rosales-Hoz, L., Cruz, R.L.-S., 2001. Provenance of beach gray sands from western México. *J S Am Earth Sci* 14, 291-305.

Carranza-Edwards, A.; Rosales-Hoz, L., Monreal-Gómez, A., 1993. Suspended sediments in the southeastern Gulf of Mexico. *Mar Geol* 112, 257-269.

Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J.J., Rosales-Hoz, L., Morales-De la Garza, E.S., Lozano-Santa Cruz, R., 2009. Beach sand composition and provenance in a sector of the southwestern Mexican Pacific. *Rev Mex Cien Geol* 26, 433-447.

Celis-Hernández, O., Rosales-Hoz, L., Andrew, B.C., Carranza-Edwards, A., Ian, W.C., Hernández-Hernández, H., 2018. Historical trace element accumulation in marine sediments from the Tamaulipas shelf, Gulf of Mexico: an assessment of natural vs anthropogenic inputs. *Sci Total Environ* 622-623, 325-336.

Celis-Hernández, O., Girón-García, M.P., Ontiveros-Cuadras, J.F., Canales-Delgadillo, J.L., Pérez-Ceballos, R.Y., Ward, R.D., Acevedo-Gonzales, O., Armstrong-Altrin, J.S., Merino-Ibarra, M., 2020. Environmental risk of trace elements in mangrove ecosystems: An assessment of natural vs oil and urban inputs. *Sci Total Environ* 730, 138643.

Chaudhuri, A., Banerjee, S., Le Pera, E., 2018. Petrography of Middle jurassic to early cretaceous sandstones in the kutch basin, western India: implications on provenance and basin evolution. *J Palaeogeogr* 7, 2.

Chaudhuri, S., Cullers, R.L., 1979. The distribution of rare-earth elements in deeply buried Gulf coast sediments. *Chem Geol* 24, 327-338.

- Chen, J., Cui, Z., Liu, Ch., Zhou, W., Chen, R., 2019. Meso/micro-texture analysis of the landslide-dam outburst. *Geol Croat* 72, 81-91.
- Chen, Q., Li, Z., Dong, S., Wang, N., Lai, D.Y.F., Ning, K., 2018. Spatial variations in the chemical composition of eolian sediments in hyperarid regions: a case study from the Badain Jaran Desert, Northwestern China. *J Sediment Res* 88, 290-300.
- Chen, Y., Liu, X., 2016. Surface textural analysis of quartz grains from varved sediments of Lake Kusai in the Hoh Xil area, Tibetan Plateau. *J Lake Sci* 28, 1123-1133.
- Cingolani, C.A., Manassero, M., Abre, P., 2003. Composition, provenance and tectonic setting of Ordovician siliciclastic rocks in the San Rafael block: southern extension of the Precordillera crustal fragment, Argentina. *J S Am Earth Sci* 16, 91–106.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The last glacial maximum. *Science* 325, 710-714.
- Coleman, J.M., Roberts, H.H., Bryant, W.R., 1986. Late Quaternary sedimentation. In: Salvador, A. (Ed.). *The Gulf of Mexico Basin. Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, pp. 325-352.
- Condie, K.C., Dengate, J., Cullers, R.L., 1995. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochim Cosmochim Acta* 59, 279–294.
- Corbett, D.R., Dillon, K., Burnett, W., Schaefer, G., 2002. The spatial variability of nitrogen and phosphorus concentration in a sand aquifer influenced by onsite sewage treatment and disposal systems: a case study on St. George Island, Florida. *Environ. Pollut.* 117, 337-345.
- Coria-Monter, E., Monreal-Gómez, M.A., Salas-de-León, D.A., Aldeco-Ramírez, J., Merino-Ibarra, M., 2014. Differential distribution of diatoms and dinoflagellates in a cyclonic eddy confined in the Bay of La Paz, Gulf of California. *J Geophys Res* 119, 6258-6268.
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Mahaney, W.C., Marques da Silva, F., Freire, P., Freitas, M.C., Janardo, C., Oliviera, M.A., Silva, T., Lopes, V., 2013. Aeolian microtextures in silica spheres induced in a wind tunnel experiment: comparison with aeolian quartz. *Geomorphology* 180-181, 120-129.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim Cosmochim Acta* 59, 2919-2940.
- Cremer, M., and Legigan, P., 1989. morphology and surface texture of quartz grains from odp site 645, Baffin Bay, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 105, 21-30.
- Cronin, T.M. 2015: Chapter 16. Ostracodes and sea level, in: *Handbook of Sea-Level Research, First Edition*, edited by: Shennan, I., Long, A. J., and Horton, B. P., John Wiley & Sons, Ltd., 249-257.
- Cuevas-Jiménez, A., Euán-Avila, J.I., Villatoro-Lacouture, M.M., Silva-Casarín, R., 2016. Classification of Beach Erosion Vulnerability on the Yucatan Coast, *Coast Manage* 44, 333-349.
- Cullers, R.L., Bock, B., Guidotti, C., 1997. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: redistribution of the rare earth elements. *Geochim Cosmochim Acta* 61, 1847-1861.

Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian - Permian age, Colorado, U.S.A.: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181–203.

Dawson, W.C., 2000. Shale microfacies: Eagle Ford Group (Cenomanian-Turonian) north-central Texas outcrops and subsurface equivalents. *GCAGS Trans.* 50, 607–621.

Demant, A., y Robin, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Rev Inst Geol, UNAM* 1, 70-83.

Denne, R.A., Sen Gupta, B.K., 1991. Association of bathyal foraminifera with water masses in the northwestern Gulf of Mexico. *Mar Micropaleontol* 17, 173–193.

Denne, R.A., Sen Gupta, B.K., 1993. Matching of benthic foraminiferal depth limits and water-mass boundaries in the northwestern Gulf of Mexico; an investigation of species occurrences. *J Foraminifer Res* 23, 108–117.

Díaz-Flores, M.A., Salas de León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., 2017. Origen y evolución del giro anticiclónico de la Bahía de Campeche, Golfo de México, *Revista de Biología Marina y Oceanografía* 52, 441-450.

Díaz-Flores, M.A., 2018. Génesis y evolución del giro ciclónico de la Bahía de Campeche. Tesis de doctorado, UNAM.

DiMego, G.J., Bosart, L.F., Endersen, G.W., 1976. An examination of the frequency and mean conditions surrounding frontal incursions into the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Mon Weather Rev* 104,709-718.

Dyer, K.R. y Soulsby, R.L., 1988. Sand transport on the continental shelf. *Annu Rev Mar Sci* 20, 295-324.

Edwards, R. y Wright, A. 2015: Foraminifera. Chapter 13, in: *Handbook of Sea-Level Research*, First Edition, edited by: Shennan, I., Long, A. J., and Horton, B. P., John Wiley & Sons, Ltd., 191-217.

Erlank, A.J., Smith, H.S., Marchant, J.W., Cardoso, M.P., Ahrens, L.H., 1978. Hafnium. In: Wedepohl, K.H. (Ed.), *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York pp. 72C1-72O1.

Escalona-Alcázar, F.J., Solari, L., García y Barragán, J.C., Carrillo-Castillo, C., Bluhm-Gutiérrez, J., García-Sandoval, P., Nieto-Samaniego, A.F., Núñez-Peña, E.P., 2016. The Palaeocene-early Oligocene Zacatecas conglomerate, Mexico: sedimentology, detrital zircon U–Pb ages, and sandstone provenance, *Int Geol Rev* 58, 826-848.

Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, *Geology* 23, 921-924.

Ferdous, N., y Farazi, A.H., 2016. Geochemistry of Tertiary sandstones from southwest Sarawak, Malaysia: implications for provenance and tectonic setting. *Ac Geochim* 35, 294-308.

Ferrandez-Canadell, C. y Serra-Kiel, J., 1999. Morphostructures and systematics of *Linderina burgesi* Schlumberger, 1893 (Foraminifera, Eocene). *Geobios* 32 (4), 525-537.

Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C.M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the

southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *J Volcanol Geoth Res* 146, 284-306.

Finzel, E. S., 2017. Detrital zircon microtextures and U-PB geochronology of Upper Jurassic to Paleocene strata in the distal North American Cordillera foreland basin, *Tectonics* 36, 1295-1316.

Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1987. Tectonic environments of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbidite sandstones. *J. Geol. Soc. Lond.* 144, 531-542.

Folk, R.L. y Ward, W.C., 1957. Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *J. Sediment. Petrol.* 27, 3–26.

Fralick, P.W. y Kronberg, B.I., 1997. Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sediment Geol* 113, 111-124.

Frei, D., Liebscher, A., Franz, G., Wunder, B., Klemme, S., Blundy, J., 2009. Trace element partitioning between orthopyroxene and anhydrous silicate melt on the lherzolite solidus from 1.1 to 3.2 GPa and 1,230 to 1,535° C in the model system Na₂O–CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂. *Contrib Mineral Petrol* 157, 473-490.

Frontalini, F. y Coccioni, R., 2011. Benthic foraminifera as bioindicators of pollution: a review of Italian research over the last three decades. *Rev Micropaleontol* 54, 115–127.

Fujita, K. y Omori, A., 2015. Modern and Pleistocene large-sized benthic foraminifers from Tahiti, French Polynesia, collected during IODP Expedition 310. *Island Arc* 24, 47–60.

Fustic, M., Nair, R., Wetzel, A., Siddiqui, R., Mathews, W., Wust, R., Bringue, M., Radovic, J., 2021. Bioturbation, heavy mineral concentration and high Gamma ray activity in lower cretaceous McMurray Formation, Canada. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 565, 110187 (17 p.).

Gärtner, A., Linnemann, U., Sagawe, A., Hofmann, M., Ullrich, B., Kleber, A., 2013. Morphology of zircon crystal grains in Sediments-Characteristics, classifications, definitions. *Geologica Saxonica* 59, 65-73.

Garver, J.I., Royce, P.R., Smick, T.A., 1996. Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *J Sediment Res* 66, 100–106.

Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andó, S., Hahn, A., Huvi, J., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, M., Vezzoli, G., 2018. Dynamic uplift, recycling, and climate control on the petrology of passive-margin sand (Angola). *Sediment Geol* 375, 86-104.

Gehrels, G.E., Blakey, R., Karlstrom, K.E., Timmons, J.M., Dickinson, B., and Pecha, M., 2011. Detrital zircon U-Pb geochronology of Paleozoic strata in the Grand Canyon: Arizona: *Lithosphere* 3, 183-200.

Girty, G.H., Ridge, D.L., Knaack, C., Johnson, D., Al-Riyami, R.K., 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *J Sediment Res* 66, 107-118.

Gonzalez-Muñoz, M., Martinez-Ruiz, F., Morcillo, F., Martin-Ramos, J., Paytan, A., 2012. Precipitation of barite by marine bacteria: a possible mechanism for marine barite formation. *Geology* 40, 675-678.

- Gonneea, M.E., Paytan, A., 2006. Phase associations of barium in marine sediments. *Mar. Chem.* 100, 124-213.
- Grajales-Nishimura, J.M., Ramos-Arias, M.A., Solari, L., Murillo-Muñetón, G., Centeno-García, E., Schaaf, P., Torres-Vargas, R., 2018. The Juchatengo complex: an upperlevel ophiolite assemblage of late Paleozoic age in Oaxaca, southern Mexico. *Int. J Earth Sci* 107, 1005–1031.
- Greaves, M.J., Statham, P.J., Elderfield, H., 2003. Rare earth element mobilization from marine atmospheric dust into seawater. *Mar Chem* 46, 255-260.
- Hallberg, R.O., 1976. A geochemical method for investigation of paleoredox conditions in sediments. *Ambio Spec Rep* 139–147.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sediment Geol* 55, 319-322.
- Helland, P.E., Holmes, M.A., 1997. Surface textural analysis of quartz sand grains from ODP site 918 off the southeast coast of Greenland suggests glaciation of southern Greenland at 11 Ma. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 135, 109-121.
- Herron, M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J Sediment Res* 58, 820-829
- Hossain H.M.Z., Tarek M, Armstrong-Altrin J.S, Monir M.U., Ahmed M.T., Ahmed S.I. and Hernandez-Coronado C.J., 2014. Microtextures of detrital sand grains from the Cox's Bazar beach, Bangladesh: Implications for provenance and depositional environment; *Carpathian J. Earth Environ. Sci.* 9 (3) 187-197.
- Hossain, H.M.Z., Kawahata, H., Roser, B.P., Sampei, Y., Manaka, T., Otani, S., 2017. Geochemical characteristics of modern river sediments Myanmar and Thailand: implications for provenance and weathering. *Chem Erde-Geochem* 77, 443-458.
- Hossain, H.M.Z., Armstrong-Altrin J.S., Jamil A.H.M.N., Rahman M.M, Hernández-Coronado C.J., Ramos-Vázquez M.A., 2020. Microtextures on quartz grains in the Kuakata beach, Bangladesh: Implications for provenance and depositional environment; *Arab. J. Geosci.* 13 291.
- Hou, B., Keeling, J., Reid, A.J., Warland, I., Belousova, E., Frakes, L., Hocking, R., Fairclough, M., 2011. Heavy mineral sands in the Eucla Basin, Southern Australia: deposition and province-scale prospectivity. *Econ Geol* 106, 687-712.
- Hou, Q., Mou, C.L., Wang, Q.Y., Tan, Z.Y., 2017. Provenance and tectonic setting of the early and middle Devonian Xueshan formation, the north Qilian Belt, China. *Geol J* 53, 1404-1422.
- Hou, Q., Mou, C., Wang, Q., Tan, Z., Ge, X., Wang, X., 2018. Geochemistry of Sandstones from the Silurian Hanxia Formation, North Qilian Belt, China: implication for provenance, weathering and tectonic setting. *Geochem Int* 56, 362-377.
- House, B.M. y Norris, R.D., 2020. Unlocking the barite paleoproductivity proxy: A new high-throughput method for quantifying barite in marine sediments. *Chem Geol* 552, 119664.
- Hu, G., Hu, W.X., Cao, J., Yang, R.F., Chen, H.Y., Zhao, D.F., Pang, Q., Wang, H.Y., Tan, X.C., 2017. The distribution, hydrocarbon potential, and development of the Lower Cretaceous black shales in coastal southeastern China. *J Palaeogeogr* 6, 333-351.

Hua, G., Yuansheng, D., Lian, Z., Jianghai, Y., Hu, H., Min, L., Yuan, W., 2013. Trace and rare earth elemental geochemistry of carbonate succession in the Middle Gaoyuzhuang Formation, Pingquan Section: Implications for Early Mesoproterozoic Ocean redox conditions. *J Palaeogeogr* 2, 209-221.

Immonen, N., 2013. Surface microtextures of ice-rafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 374, 293-302.

Itamiya, H., Sugita, R., Sugai, T., 2019. Analysis of the surface microtextures and morphologies of beach quartz grains in Japan and implications for provenance research. *Prog Earth Planet Sci* 6, 1-14.

Jiang, X., Ling, M., Wua, K., Zhang, Z., Sun, W., Sui, Q., Xia, X., 2018. Insights into the origin of coexisting A1- and A2-type granites: Implications from zircon Hf-O isotopes of the Huayangong intrusion in the Lower Yangtze River Belt, eastern China. *Lithos* 318-319, 230-243.

Jones, B., Manning, D.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in Ancient mudstones. *Chem Geol* 111, 111-129.

Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Stockli, D.F., Solari, L., 2019. Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, North-Central and Northeastern Mexico, *Int Geol Rev* 61:17, 2118-2142

Kalinska-Nartisa, E., Galka, M., 2018. Sand in Early Holocene lake sediments - a microscopic study from Lake Jaczno, northeastern Poland. *Estonian J Earth Sci* 67, 122-132.

Kasper-Zubillaga, J.J., Arellano-Torres, E., Armstrong-Altrin, J.S., 2019. Physical degradation and early diagenesis in foraminiferal tests after subaerial exposure in terrigenous-depleted beaches of Yucatan, Mexico. *Carbonate Evaporite* 34, pages1175-1189.

Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Rosales-Hernández, 1999. Petrography and geochemistry of Holocene sands in the western Gulf of México: Implications for provenance and tectonic setting. *J Sediment Res* 69, 1003-1010.

Kasper-Zubillaga, J.J., Armstrong-Altrin, J.S., Carranza-Edwards, A., Morton-Bermea, O., Lozano-Santa-Cruz, R., 2013. Control in beach and dune sands of the Gulf of Mexico and the role of nearby rivers. *Int. J Geosci* 4, 1157-1174.

Kleesment, A., 2009. Roundness and surface features of quartz grains in Middle Devonian deposits of the East Baltic and their paleogeographical implications. *Est J Earth Sci* 58, 71-84.

Krinsley, D.H., Donahue, J., 1968. Environmental interpretations of sand grain surface textures by electron microscopy. *Geol Soc Am Bull* 79, 743-748.

Krinsley, D.H., Doornkamp, J.C., 1973. *Atlas of Quartz Sand Surface Textures*. Cambridge Univ. Press, 91.

Kulkarni, R., Deobagkar, D., Zinjarde, S., 2018. Metals in mangrove ecosystems and associated biota: A global perspective. *Ecotoxicol Environ Saf* 153, 215-228.

Lacey, J.P., Evrard, O., Smith, H.G., Blake, W.H., Olley, J.M., Minellae, J.P.G., Owens, P.N., 2017. The challenges and opportunities of addressing particle size effects in sediment source fingerprinting: a review. *Earth Sci Rev* 196, 85-103.

- Lawton-Timothy F., Molina-Garza, Roberto S., 2014. U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico. *GSA Bulletin* 126, 1181-1199.
- Lazo, P., Steinnes, E., Qarri, F., Allajbeu, S., Kane, S., Stafilov, T., Frontasyeva, M.V., Harmens, H., 2018. Origin and spatial distribution of metals in moss samples in Albania: A hotspot of heavy metal contamination in Europe. *Chemosphere* 190, 337–341.
- Leckie, D.A., Fustic, M., Seibel, C., 2009. Geoscience of one of the largest integrated SAGD operations in the world—a case study from Long Lake, northeastern Alberta. *Reservoir* 36:11, 8.
- Lee, Y.I., 2009. Geochemistry of shales of the Upper Cretaceous Hayang Group, SE Korea: implications for Provenance and source weathering at an active continental margin. *Sediment Geol* 215, 1-12.
- Le Ribault, L., 1975. L'exoscopie, méthode et applications. *Notes Mem. C.F.P.* 12, 231 pp.
- Le Ribault L., 1977. L'exoscopie des quartz. Editions Masson
- Lewin, A., Meinhold, G., Hinderer, M., Dawit, E.L., Bussert, R., 2017. Provenance of sandstones in Ethiopia during Late Ordovician and Carboniferous–Permian Gondwana glaciations: Petrography and geochemistry of the Enticho Sandstone and the Edaga Arbi Glacials. *Sediment Geol* 375, 188-202.
- Li, C., Lyu, C., Chen, G., Zhang, G., Ma, M., Yang, H., Bi, G., 2019. Zircon U-Pb ages and REE composition constraints on the provenance of the continental slope-parallel submarine fan, western Qiongdongnan Basin, northern margin of the South China Sea. *Mar Pet Geol* 102, 350–362.
- Li, C., Ripley, E.M., Thakurta, J., Stifter, E.C., Qi, L., 2013. Variations of olivine Fo–Ni contents and highly chalcophile element abundances in arc ultramafic cumulates, southern Alaska. *Chem. Geol.* 351, 15-28.
- Li, Z., Yu, X., Dong, S., Chen, Q., Zhang, Ch., 2020. Microtextural features on quartz grains from eolian sands in a subaqueous sedimentary environment: A case study in the hinterland of the Badain Jaran Desert, Northwest China. *Aeolian Res* 43, 100573.
- Lin, N.H., Guo, Y., Wai, S.N., Tamehe, L.S., Wu, Z., Naing, N.M., Zhang, J., 2019. Sedimentology and geochemistry of Middle Eocene-Lower Oligocene sandstones from the western Salin Sub-Basin, the Central Myanmar basin: Implications for provenance, source area weathering, paleo-oxidation and paleo-tectonic setting. *J Asian Earth Sci* 173, 314–335.
- Lin, C.-M., Zhang, X., Zhang, N., Chen, S.-Y., Liu, M., 2014. Provenance records of the north Jiangsu Basin, east China: Zircon U-Pb geochronology and geochemistry from the Paleogene Dainan Formation in the Gaoyou Sag. *J Palaeogeogr* 3, 99–114.
- Liu, G., Donga, S., Chena, X., Cuica, J., 2017. Detrital zircon U-Pb dating of Suining Formation sandstone from the Daba Mountains, northeastern Sichuan and its stratigraphic implications. *Palaeoworld* 26, 380–395.
- Longhinos, B., 2009. Geology and Geochronology of Silica Sand of Coastal Plain of Thiruvananthapuram District, Kerala, India, with Special Reference to Late Quaternary Environment. (Ph.D.). Department of Marine Geology and Geophysics, School of Marine Science, Cochin University of Science and Technology, Kochi, India 285 pp.

López-Acuña, D., González de León, D., Moreno-Sánchez, A., 1987. La salud ambiental en México, fundación Universo Veintiuno, México, 244.

López-Ramos, E., 1979. Geología de México; Tomos I, II, III: Edición Escolar (published by author), México

Lozano S., Verma P., y Giron P. 1995., "Calibración preliminary de fluorescencia de Rayos X para análisis cuantitativos de elementos mayores en rocas ígneas", Actas INAGEQ., 1, 203-208.

Ma, M., Li, C., Lv, C., Chen, G., Yang, F., Yan, Y., Yin, N., Zhang, G., 2017. Geochemistry and provenance of a multiple-stage fan in the Upper Miocene to the Pliocene in the Yinggehai and Qiongdongnan basins, offshore South China Sea. *Mar Petrol Geol* 79, 64–80.

Machain-Castillo, M.L., Gío-Argaez, F.R., Cuesta-Castillo, L.B., Alcalá Herrera, J.A., Sen Gupta, B.K., 2010. Last Glacial Maximum deep water masses in southwestern Gulf of Mexico; Clues from benthic foraminifera. *Bol Soc Geol Mex* 62, 453-467.

Madhavaraju, J., García-Barragan, J.C., Hussain, S.M., Mohan, S.P., 2009. Microtextures on quartz grains in the beach sediments of Puerto Peñasco and Bahía Kino, Gulf of California, Sonora, Mexico. *Rev Mex Cienc Geol* 26, 367-379.

Madhavaraju, J., Lee, Y.I., Armstrong-Altrin, J.S., Hussain, S.M., 2006. Microtextures on detrital quartz grains of upper Maastrichtian-Danian rocks of the Cauvery Basin, Southeastern India: implications for provenance and depositional environments. *Geosci J* 10, 23-34.

Madhavaraju, J., Ramasamy, S., Mohan, S.P., Hussain, S.M., Asir, N.G.G., Pitchaimani, S.V., 2004. Petrography and surface textures on quartz grains of Nimar Sandstone, Bagh Beds, Madhya Pradesh-implications on provenance and depositional environment. *J Geol Soc India* 64:747–762

Madhavaraju, J., Tom, M., Lee, Y.I., Balaram, V., Ramasamy, S., Carranza-Edwards, A., Ramachandran, A., 2016. Provenance and tectonic settings of sands from Puerto Peñasco, Desemboque and Bahía Kino beaches, Gulf of California, Sonora, México. *J S Amer Earth Sci* 71, 262-275.

Madhavaraju, J., Loser, H., Scott, R.W., Sandeep, S., Sial, A.N., Ramasamy, S., 2017. Petrography, geochemistry and stable isotopes of carbonate rocks, Lower Cretaceous Alisitos Formation, Los Torotes section, Baja California, Mexico. *Rev Mex Ciencias Geol* 34, 63-77.

Madhavaraju, J., Saucedo-Samaniego, J.C., Löser, L., Espinoza-Maldonado, I.G., Solari, L., Monreal, R., Grijalva-Noriega, F.J., Jaques-Ayala, C., 2018. Detrital zircon record of Mesozoic volcanic arcs in the Lower Cretaceous Mural Limestone, northwestern Mexico. *Geol J* 54, 2621-2645.

Mahaney, W. C., 2002. Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications, Oxford Univ. Press, Oxford, U. K., 237.

Mahaney, W. C., and Kalm, V., 2000. Comparative scanning electron microscopy study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia. *Boreas* 29, 35-51.

Mahaney, W.C., Stewart, A., Kalm, V., 2001. Quantification of SEM microtextures useful in sedimentary environmental discrimination. *Boreas* 30, 165-171.

Mahaney, W.C., Dohm, J.M., Costa, P., Krinsley, D.H., 2010. Tsunamis on Mars: Earth analogues of projected Martian sediment. *Planet Space Sci* 58, 1823-1831.

Margolis, S., and Krinsley, D.H., 1974. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *Am J Sci* 74, 449-464.

Marqu ez-García, L.I., 2018. Determinaci n de la cantidad de s lidos suspendidos en la desembocadura del cauce de r o Grijalva-Usumacinta, Tabasco, México. Tesis de Mestr a, UNAM.

Martin, R.G. y Bouma, A.H., 1978. Physiography of Gulf of Mexico. In: Bouma, G.T.M., Coleman, J.M. (Eds.), *Framework, Facies, and Oil Trapping Characteristics of the Upper Continental Margin*. AAPG Studies in Geology. 7, 3-19 pp.

Martínez-López, B. y Par s-Sierra, A., 1997. Circulation in the Gulf of Mexico induced by tides, wind and the Yucatan current, *Ciencias Marinas* 24, 65-93.

Martínez del Río, L., 2015. Modos de oscilación del Golfo de México. Tesis de Maestría en Ciencias, Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, 135 pp.

Martínez, N.C., Murray, R.W., Thunel, R.C., Peterson, L.C., Muller-Karger, F., Lorenzoni, L., Astor, Y., Varela, R., 2010. Local and regional geochemical signatures of surface sediments from the Cariaco Basin and Orinoco Delta, Venezuela. *Geology* 38, 159-162.

Mbanga-Nyobe, J., Sababa, E., Constantin-Bayiga, E., Ndjigui, P.D., 2018. Mineralogical and geochemical features of alluvial sediments from the Lobo watershed (Southern Cameroon): Implications for rutile exploration. *C R Geosci* 350, 119-129.

McKay, M.P., Jackson Jr., W.T., Hessler, A.M., 2018. Tectonic stress regime recorded by zircon Th/U. *Gondwana Res* 57, 1-9.

McLennan S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem Geophys Geosys* 2, 1021.

McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. *Geol Soc Am Spec Pap* 284, 21-40.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., Eriksson, K.A., 1983. Geochemistry of archaean shales from the pilbara Supergroup, western Australia. *Geochim Cosmochim Acta* 47, 1211-1222.

Middleton G.V., and Davis, P.M., 1979. Surface textures and rounding of quartz sand grains on intertidal sand bars, Bay of Fundy, Nova Scotia. *Can J Earth Sci* 16, 2071-85.

Milliman, J.D. y Farnsworth, K.L., 2011. *River discharge to the coastal ocean: a global synthesis*. Cambridge University Press, United Kingdom, p 392

Mitterer, T., 2001. Charakterisierung von Magmatiten und Orthogneisen des zentralen Dronning Maud-Landes/Antarctica mit Hilfe geochemischer und zirkontypologischer Untersuchungen. Aachen 104 (unpublished diploma thesis RWTH Aachen).

Monreal-Gómez, M.A. y Salas-de-León, D.A., 1990. Simulación de la circulación de la Bahía de Campeche. *Geofísica Internacional* 29, 101-111.

Monreal-Gómez, M.A., Salas-de-León, D.A., Velasco-Mendoza, H., 2004. La hidrodinámica del Golfo de Mexico. In: Caso, M.; Pisanty, I., y Ezcurra, E. (eds.), *Diagnostico Ambiental del Golfo de Mexico*. Mexico City: Hart Research Institute for Gulf of Mexico Studies, 47-68.

- Moral-Cardona, J.P., Gutiérrez-Mas, J.M., Sánchez-Bellón, A., López-Aquayo, F., Caballero, M.A., 1997. Provenance of multicycle quartz arenites of Pliocene age at Arcos, Southwestern Spain. *Sediment Geol* 112, 251-261.
- Morán-Zenteno, D., 1994. The Geology of the Mexican Republic, *APPG Stud. Geol.* 39.
- Morán, X.A., Tuapier, I., Vázquez, E., Ruíz, S., Arin, L., Raimbault, P., Estrada, M., 2001. Physical-biological coupling in the Algerian Basin (SW Mediterranean): influence of mesoscale instabilities on the biomass and production of phytoplankton and bacterioplankton. *Deep-Sea Research* 48, 405-437.
- Müller, G., 1969. Index of geoaccumulation in the sediments of the Rhine River, *GeoJournal*, 2, 108-118.
- Murray, J.W., 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. Longman, Harlow, pp. 1–397.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L., Jong, J., 2017. Petrological and geochemical constraints on provenance, paleo-weathering and tectonic setting of clastic sediments from the Neogene Lambir and Sibuti Formations, northwest Borneo. In *Sediment provenance*. Chapter 7, ed. R. Mazumder, 123–153. Netherlands: Elsevier Amsterdam.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S., Moutte, J., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleo redox conditions. *Rev. Mex. Cien Geol.* 24, 150-160.
- Nallusamy, B., 2014. Morphology, Trace and Rare Earth Elements of Detrital Zircon of Kayamkulam, Thottappally Placers, south West India-Implications for Provenance. *Mar Georesour Geotec* 33, 437-446.
- Ndjigui, P.-D., Onana, V.L., Sababa, E., Bayiga, E.C., 2018. Mineralogy and geochemistry of the Lokoundje alluvial clays from the Kribi deposits, Cameroonian Atlantic coast: Implications for their origin and depositional environment. *J Afr Earth Sci* 143, 102–117.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-17.
- Newsome, D., and Ladd, P., 1999. The use of quartz grain microtextures in the study of the origin of sand terrains in Western Australia. *Catena* 35, 1-17.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* 23, 1127-1130.
- Ortiz-Gallaza, S.M., Gil-Zurita, A., García-Hernández, R., Vergara-Méndez, S., García-Leal, M.L., 2000. Estudio prototipo de caracterización del impacto que produce el difusor de una descarga industrial sobre el medio marino, *Ingeniería, Investigación y Tecnología* 1, 141-156.
- Ortiz-Zamora, G., Huerta-Díaz, M.A., Salas-de-León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., 2002. Degrees of pyritization in the Gulf of Mexico in sediments influenced by the Coatzacoalcos and the Grijalva-Usumacinta rivers, *Cienc Mar* 28, 369-379.
- Ota, Y., Kawahata, H., Murayama, M., Inoue, M., Yokoyama, Y., Miyairi, Y., Aung, T., Hossain, H.M.Z., Suzuki, A., Kitamura, A., Moe, K.T., 2017. Effects of intensification of the Indian Summer Monsoon on northern Andaman Sea sediments during the past 700 years. *J Quat Sci* 32 (4), 528–539.

- Paikaray, S., Banerjee, S., Mukherjee, S., 2008. Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: implications on provenance, tectonics and paleoweathering. *J Asian Earth Sci* 32, 34–48.
- Pakzad, H.R., Pasandi, M., Soleimani, M., Kamali, M., 2014. Distribution and origin of heavy metals in the sand sediments in a sector of the Oman Sea (the Sistan and Baluchestan province, Iran). *Quat Int* 345, 138–147.
- Papadopoulos, A., 2018. Geochemistry and REE content of beach sands along the Atticocycladic coastal zone, Greece. *Geosci J* 22, 955-973.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Valencia, A., 2009. El terreno Cuicateco: ¿cuencia oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos, *Rev. Mex. Cien. Geol.* 26, 222-242.
- PEMEX and IMP, 1997. Proyecto Synrift Mesozoico, Plays: Cretacico Fracturas y San Andres, Petroleos Mexicanos Exploracion Produccion e Instituto Mexicano del Petroleo 1997. Interim Report.
- PEMEX Activo Tampico, 1997. Proyecto Ebano-Panuco, Petroleos Mexicanos Exploracion Produccion Activo Tampico, 1997 Interim Report.
- Pérez-Cruz, L.L., Machain, M.L., 1990. Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J Foraminifer Res* 20, 312-315.
- Poag, C.W., 2015. Benthic Foraminifera of the Gulf of Mexico: Distribution, Ecology, Paleoecology. Texas A&M University Press, pp. 239.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contrib Mineral Petr* 73, 207-220, Berlin, Heidelberg.
- Pye, K., and Tsoar, H., 2009. Aeolian Sand and Sand Dune. Springer, Berlin, 458.
- Ramírez-Peña, C., Chávez-Cabello, G., Fitz-Díaz, E., Aranda-Gómez, J.J., Sosa, R., 2019, Uplift and syn-orogenic magmatism in the Concepción del Oro Block: A thick skinned (Lamaride-style?) contractional structure in the Mexican Fold-Thrust Belt: *J S Am Earth Sci*, 93, 242-252,
- Ramos-Vázquez, M.A. y Armstrong-Altrin, J.S., 2019. Sediment chemistry and detrital zircon record in the Bosque and Paseo del Mar coastal areas from the southwestern Gulf of Mexico. *Mar Petrol Geol* 110, 650-675.
- Ramos-Vázquez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Gío-Argáez, F.R., 2018. Foraminiferal assemblages, 14C ages, and compositional variations in two sediment cores in the western Gulf of Mexico. *J S Am Earth Sci* 88, 480-496.
- Ramos-Vázquez, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., Rosales-Hoz, L., Machain-Castillo, M.L., Carranza-Edwards, A., 2017. Geochemistry of deep-sea sediments in two cores retrieved at the mouth of the Coatzacoalcos river delta, Western Gulf of Mexico, Mexico. *Arab J Geosci* 10, 148.
- Refaat, A.A., Hamdan, M.A., 2015. Mineralogy and grain morphology of the aeolian dune sand of Toshka area, southeastern Western Desert, Egypt. *Aeolian Res* 17, 243-254.
- Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Martínez-Serrano, R., Alatorre, M.A., Armstrong-Altrin, J.S., 2015. Textural and geochemical characteristics of continental margin sediments in the SW Gulf of Mexico: implications for source and seasonal change. *Environ Monit Assess* 187, 1-19.

- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J Geol* 94, 635–650.
- Ruiz-Fernández, A.C., Sánchez-Cabeza, J.A., Alonso-Hernández, C., Martínez-Herrera, V., Pérez-Bernal, L.H., Preda, M., Hillaire-Mercel, C., Gastaud, J., Quejido-Cabezas, A.J., 2012. “Effects of land use change and sediment mobilization on coastal contamination (Coatzacoalcos River, Mexico)”. *Cont Shelf Res* 37, 57-65.
- Ruiz-Martínez, G., Silva-Casarín, R., Pérez-Romero, D. M., Posada-Vanegas, G., Bautista-Godínez, E. G., 2009. Modelo híbrido para la caracterización del oleaje. *Ingeniería Hidráulica en México*, XXIV, 5-22.
- Saha, S., Banerjee, S., Burley, S.D., Ghosh, A., Saraswati, P.K., 2010. The influence of flood basaltic source terrains on the efficiency of tectonic setting discrimination diagrams: an example from the Gulf of Khambhat, western India. *Sediment Geol* 228, 1-13.
- Salas de León, D.A., Monreal-Gomez, M.A., Colunga-Enríquez, G., 1992. Hidrografía y circulación geostrofica en el sur de la Bahía de Campeche. *Geofísica International*, 31(3).
- Salas de León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., 1997. Mareas y circulación residual en el Golfo de México, contribuciones a la oceanografía física en México, En: Lavín Peregrina, M.F., Monografía N° 3 “Oceanografía Física en México”, Unión Geofísica Mexicana, México, 201-223.
- Salvador, A., 1991. Origin and development of the Gulf of Mexico basin. In *The Gulf of Mexico basin* (pp. 389-444). Washington, DC: Geological Society of America.
- Sánchez-Alvarez, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1992. Shallow Crustal Structure and Paleotectonics of Northeastern Mexico. *Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, Spain.
- Santos, I.R., Fávaro, D.I.T., Schaefer, C.E.G.R, Silva-Filho, E.V., 2007. Sediment geochemistry in coastal maritime Antarctica (Admiralty Bay, King George Island): Evidence from rare earths and other elements. *Mar Chem* 107, 464-474.
- Schultz, D.M., 2005. A review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts. *Mon Weather Rev* 133, 2449-2472.
- Schwing, P.T., O'Malley, B.J., Hollander, D.J., 2018. Resilience of benthic foraminifera in the Northern Gulf of Mexico following the Deepwater Horizon event (2011–2015). *Ecol Indic* 84, 753-764.
- Secretaria de Marina, 1979. Estudio Geográfico de la región de Tampico, Tamaulipas, SEMAR, Dirección General de Oceanografía, México, 209.
- Sen Gupta, B.K., Smith, L.E., Machain-Castillo, M.L., 2009a. Foraminifera of the Gulf of Mexico. In: Felder, D.L., Camp, D.K. (Eds.), *Gulf of Mexico—Origins, Waters, and Biota. Biodiversity*. Texas A&M University Press, College Station, Texas, pp. 87-129.
- Sen Gupta, B.K., Lobeguer, M.K., Smith, L.E., 2009b. Foraminiferal Communities of Bathyal Hydrocarbon Seeps, Northern Gulf of Mexico: a Taxonomic, Ecologic, and Geologic Study. U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA, pp. 385 OCS Study MMS 2009-013.
- Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L., 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Mar Micropalaeontol* 20, 183–201.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008. Products of the Geological Survey of Mexico, Edición 2008, 24.

Shanmugam, S., 2016. Submarine fans: A critical retrospective (1950-2015). *J Palaeogeogr* 5, 110-184.

Sieck, P., Lopez-Doncel, R., Davila-Harris, P., Aguillon-Robles, A., Wemmer, K., Maury, R.C., 2019. Almandine garnet-bearing rhyolites associated to bimodal volcanism in the Mesa Central of Mexico: Geochemical, petrological and geochronological evolution. *J S Am Earth Sci* 92, 310-328.

Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Obregon, C., 2011. The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: Geochronological and geochemical constraints on its Palaeozoic-Mesozoic evolution. *Geologica Acta* 9(3-4), 329–350.

Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Ortega-Obregón, C., Macías-Romo, C., Reyes-Salas, M., 2014. Detrital provenance of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: a zircon perspective, *Int J Earth Sci* 103, 1301-1315.

Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, G., 2007. Tectonic significance of Cretaceous–Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico. *Geol Soc Am Bull* 119, 1265-1279,

Song, Z., Yuan, X., Gao, L., Li, J., Liu, X., Tang, W., 2019. Quartz sand surface morphology of granitic tafoni of Laoshan, China. *Indian J Geo-Mar Sci* 48, 43-48.

Spalletti, L.A., Schwarz, E., Veiga, G.D., 2014. Geoquímica inorgánica como indicador de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: los depósitos transgresivos titonianos (Formación Vaca Muerta) de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 41, 401-435.

Stansell, N.D., Abbott, M.B., Rull, V., Rodbell, D.T., Bezada, M., Montoya, E., 2010. Abrupt Younger Dryas cooling in the northern tropics recorded in lake sediments from the Venezuela Andes, *Earth Planet Sci Letters* 293, 154-163.

Strand, K., Immonen, N., 2010. Dynamics of the Barents-Kara ice sheet as revealed by quartz sand grain microtextures of the late Pleistocene Arctic Ocean sediments. *Quat Sci Rev* 29, 3583-3589.

Straub, S.M., LaGatta, A.B., Pozzo, A.L.M.-D., Langmuir, C.H., 2008. Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochem Geophys Geosyst* 9.

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.

Sturges, W. y Evans, J.C., 1983. On the variability of the loop current in the Gulf of Mexico, *J Mar Res* 41, 639-653.

Szerakowska, S., Woronko, B., Sulewska, M., Oczeretko, E., 2018. Spectral method as a tool to examine microtextures of quartz sand-sized grains. *Micron* 110, 36-45.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Corona-Chavez, P., Gehrels, G.E., Sarmiento-Villagrana, A., García-Díaz, J.L., Salgado-Souto, S.A., 2013. Origin and provenance of basement metasedimentary rocks

from the Xolapa Complex: New constraints on the Chortissouthern Mexico connection. *Earth Planet Sci Lett* 369–370, 188–199.

Tanner, L.H., Lucas, S.G., 2017. Paleosols of the upper Paleozoic Sangre de Cristo Formation, north-central New Mexico: Record of early Permian palaeoclimate in tropical Pangaea. *J Palaeogeogr* 6 (2), 144–161.

Tapia-Fernández, H.J., Armstrong-Altrin, J.S., Selvaraj, K., 2017. Geochemistry and U-Pb geochronology of detrital zircons in the Brujas beach sands, Campeche, Southwestern Gulf of Mexico, Mexico. *J S Am Earth Sci* 76, 346–361.

Tawfik, H.A., Ghandour, I.M., Maejima, W., Armstrong-Altrin, J.S., Abdel-Hameed, A.M.T., 2017. Petrography and geochemistry of the siliciclastic Araba Formation (Cambrian), east Sinai, Egypt: Implications for provenance, tectonic setting and source weathering. *Geol Mag* 154, 1-23.

Taylor, S.R. y McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publishers, Oxford.

Thompson, C.E.; Amos, C.L.; Angelaki, M.; Jones, T.E.R., and Binks, C.E., 2006. An evaluation of bed shear stress under turbid flows. *J Geophys Res* 111, 1-8.

Torres, M.E., Hong, W.L., Solomon, E.A., Milliken, K., Kim, J.H., Sample, J.C., Teichert, B.M.A., Wallmann, K., 2020. Silicate weathering in anoxic marine sediment as a requirement for authigenic carbonate burial. *Earth Sci Rev* 200.

Touati, Z., 2017. Evidence of bottom-redox conditions during oceanic anoxic event 2 (OAE2) in Wadi Bazina, Northern Tunisia (Southern Tethyan margin). *Arab J Geosci* 10, 291.

Toyin, A. y Adekeye, O.A., 2019. Assessment of chemical and mineralogical composition of Tertiary shales from the Nigerian sector of Iullemeden basin: Implication for paleoclimate and provenance. *J Afr Earth Sci* 150, 485-498.

Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Robouilleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chem Geol* 232, 12-32.

Tzifas, I.T., Misaelides, P., Godelitsas, A., Gamaletsos, P.N., Nomikou, P., Karydas, A.G., Kantarelou, V., Papadopoulos, A., 2017. Geochemistry of coastal sands of Eastern Mediterranean: The case of Nisyros volcanic materials. *Chem Erde-Geochem* 77, 487-501.

Valdés J. y Sifeddine A., 2009. “Composición elemental y contenido de metales en sedimentos marinos de la bahía Mejillones del Sur, Chile: evaluación ambiental de la zona costera”, *Lat Am J Aquat Res* 37, 131-141.

Van Rijn, L.C., 2014. A simple general expression for longshore transport of sand, gravel and shingle, *Coastal Engineering* 90, 23-39.

Van Schmus, W.R., 24 others, 1993. Transcontinental Proterozoic provinces, in Reed, J.C., Jr., Bickford, M.E., Houston, R.S., Link, P.K., Rankin, D.W., Sims, P.W., and Van Schmus, W.R., eds., *Precambrian Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. C-2, 171-334.

- Vázquez-Romaña, F., 2013. Evaluación del riesgo en instalaciones costeras y costa afuera por efectos de ciclones tropicales en el Golfo de México. Ciencias del Agua: Hidrometeorología y Meteorología Operativa. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. Tesis de Maestría.
- Vdačný, M., Michalík, J., Lintnerová, O.L., 2019. Tectonic discrimination of siliciclastic sedimentary record of the northern Tethyan margin at the end of the Triassic. *Geol Q* 63 (1), 30-38.
- Velázquez-Rodríguez, P., 2011. Generalidades para determinar las fórmulas empíricas para calcular el transporte litoral en las costas mexicanas, Tesis de licenciatura, UNAM, 81.
- Verma, S.P., 2001. Geochemical evidence for a Lithospheric source for magmas from Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *Int Geol Rev* 43, 31–51.
- Verma, S.P., 2015. Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests. *Turk J Earth Sci* 24, 111–164.
- Verma, S.P. y Armstrong-Altrin, J.S., 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem Geol* 355 (4), 117–133.
- Verma, S.P. y Armstrong-Altrin, J.S., 2016. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sediment Geol* 332, 1–12.
- Verma, S.P. y Verma, S.K., 2018. Petrogenetic and tectonic implications of major and trace element and radiogenic isotope geochemistry of Pliocene to Holocene rocks from the Tacaná Volcanic Complex and Chiapanecan Volcanic Belt, southern Mexico. *Lithos* 312–313, 274–289.
- Vieira-Machado, G.M., Albino, J., Leal, A.P., Bastos, A.C., 2016. Quartz grain assessment for reconstructing the coastal palaeoenvironment. *J S Am Earth Sci* 70, 353-367.
- Vos, K., Vandenberghe, N., Elsen, J., 2014. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth Sci Rev* 128, 93-104.
- Wang, X., Griffin, W.L., Chen, J., 2010. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. *Geochem J* 44, 65-72.
- Wang, C., Wen, S., Liang, X., Shi, H., Liang, X., 2018a. Detrital zircon provenance record of the Oligocene Zhuhai Formation in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Mar Pet Geol* 98, 448-461.
- Wang, J., Shao, L.-Y., Wang, H., Spiro, B., Large, D., 2018b. SHRIMP zircon U-Pb ages from coal beds across the Permian-Triassic boundary, eastern Yunnan, southwestern China. *J Palaeogeogr* 7, 117-129.
- Wang, Z., Wang, J., Fu, X., Feng, X., Wang, D., Song, C., Chen, W., Zeng, S., Yu, F., 2018c. Provenance and tectonic setting of the Quemoco sandstones in the North Qiangtang Basin, north Tibet: Evidence from geochemistry and detrital zircon geochronology. *Geol J* 54 (4), 1465–1481.
- Webb, M., Gough, A., Vannucchi, P., Lünsdorf, N.K., McNeil, J., 2021. Sedimentary provenance of the Plio-Pleistocene Nicobar Fan: Complex sourcing revealed through Raman spectroscopy heavy mineral analysis. *Mar Petrol Geol* 125, 104874.

- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V. A., Iriondo, A., Ortega-Gutiérrez, F., 2006. Provenance ages of Late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE, Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea, *Rev. Mex. Cien. Geol.* 23, 262–276.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., & Ortega-Gutiérrez, F., 2009. Detrital zircon ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: Implications on regional Paleozoic stratigraphy. *Rev Mex Cien Geol* 26, 260–276.
- Weber, B., Scherer, E.E., Schulze, C., Valencia, V.A., Montecinos, P., Mezger, K., Ruiz, J., 2010. U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico - Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm, *Precambrian Res* 182, 149-162.
- Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J., 2008. Significance of Provenance Ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a Peri-Gondwanan realm, *J Geol* 116, 619–639.
- Welton, J.E., 1984. SEM Petrology Atlas, The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma 74101, 1984, pp.
- Wengler, M., Barboza-Gudiño, J.R., Thomsen, T.B., Meinhold, G., 2019. Sediment provenance of Triassic and Jurassic sandstones in central Mexico during activity of the Nazas volcanic arc. *J S Am Earth Sci* 92, 329-349.
- Witt, C., Brichau, S., & Carter, A., 2012. New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry, *Tectonics*, 31, TC6001.
- Wrafter, J. y Graham, J.R., 1989. Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Mayo Island. *Journal of the Geological Society London* 146, 213-215.
- Xie, Y., Yuan, F., Zhan, T., Kang, C., Chi, Y., 2018. Geochemical and isotopic characteristics of sediments for the Hulun Buir Sandy Land, northeast China: implications for weathering, recycling and dust provenance. *Catena* 160, 170-184.
- Xu, Y., Sun, Q., Cai, G., Yin, X., Chen, J., 2014. The U–Pb ages and Hf isotopes of detrital zircons from Hainan Island, South China: implications for sediment provenance and the crustal evolution. *Environ Earth Sci* 71, 1619-1628.
- Yang, J.H. y Du, Y.S., 2017. Weathering geochemistry and palaeoclimate implication of the Early Permian mudstones from eastern Henan Province, North China. *J Palaeogeogr* 6, 370–380.
- Yang, S.Y., Lim, D.I., Jung, H.S., Oh, B.C., 2004. Geochemical composition and provenance discrimination of coastal sediments around Cheju Island in the southeastern Yellow Sea, *Mar Geol* 206, 41-53.
- Yáñez-Arancibia, A., Day, J.W., Currie-Alder, B., 2009. Functioning of the Grijalva-Usumacinta river delta, Mexico: challenges for coastal management. *Ocean YB* 23, 473.
- Yañez-Chávez, B., 2015. Efecto del enterramiento por el transporte litoral de arenas en la comunidad bentónica asociada a ecosistemas rocosos litorales, Tesis de Doctorado.
- Yarbu-Lugo, U.I., 2015. The interplay between deformation, erosion and sedimentation in the Deep-water Mexican Ridges foldbelt, western of Mexico basin, Tesis de doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra con orientación geologica, CICESE, México.

Yordanova, E.K., Hohenegger, J., 2002. Taphonomy of larger foraminifera: Relationships between living individuals and empty tests on flat reef slopes (Sesoko Island, Japan). *Facies*. 46, 169-203.

Zaid, S.M., EL-Badry, O.A., Akarish, A.M., Mohamed, M.A., 2018. Provenance, weathering, and paleoenvironment of the Upper Cretaceous Duwi black shales, Aswan Governorate, Egypt Arab J Geosci 11, 147.

Zavala-Hidalgo J., Morey S.L., and O'Brien J.J., 2003. Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model, *J Geophys Res* 108, 1-19.

Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S.L., Martínez-López, B., 2014. The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: what has been learned in recent years?, *Atmósfera* 27:3, 317-334.

Zavala-Monsiváis, A., Barboza-Gudiño, J.R., Velasco-Tapia, F., García-Arreola, M.E., 2012. Sucesión volcánica jurásica en el área de charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del arco Nazas en el noreste de México. *B Soc Geol Mex* 64, 277-29.

Zhang, W., Ming, Q., Shi, Z., Niu, J., Su, H., 2016. Climate change and drought events in the geochemical records of the lacustrine deposits in the southeastern tibetan plateau. *PLoS ONE* 11, 1-12.

Zoleikhaei, Y., Frei, D., Morton, A., Zamanzadeh, S.M., 2016. Roundness of heavy minerals (zircon and apatite) as a provenance tool for unraveling recycling: A case study from the Sefidrud and Sarbaz rivers in N and SE Iran. *Sediment Geol* 342, 106-117.

<http://www.geoenciclopedia.com/corrientes-oceanicas/>