



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE
HIDALGO**

**INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y
MATERIALES**

**“Geoquímica y Geocronología de U-Pb en zircones
de la Playa Montepío, San Andrés Tuxtla, sureste del
Golfo de México, México: Implicación de
procedencia”.**

T E S I S

**Que para obtener el título de:
INGENIERO GEOLOGO AMBIENTAL**

Presenta:

VANESSA DEL CARMEN GONZÁLEZ MARÍN

Director interno:

M. en. I. Patricia Candelaria Montiel García

Director externo:

Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam

MINERAL DE LA REFORMA, HIDALGO., MAYO 2019

Mineral de la Reforma, Hidalgo, 12 de abril de 2019.

CONSTANCIA

Por este medio **HAGO CONSTAR** que la presente tesis de licenciatura titulada: "Geoquímica y Geocronología de U-Pb en zircones de la Playa Montepío, San Andrés Tuxtla, sureste del Golfo de México, México: Implicación de procedencia", presentada por **VANESSA DEL CARMEN GONZÁLEZ MARÍN** ha sido realizada durante el periodo de enero 2018 – abril 2019 bajo la dirección de la **M. en I. Patricia Candelaria Montiel García** y en Co-dirección con el **Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam**. Este trabajo no ha sido creado a partir de otro anteriormente presentado o que forme parte de otra tesis o trabajo alguno.

Atentamente



M. en I. Patricia Candelaria Montiel García
Director de la Tesis
Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales
Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo



Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam
Co-director de la Tesis
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México



Mineral de la Reforma, Hgo., a 23 de abril de 2019

Número de control: ICBI-D/361/2019
 Asunto: Autorización de tesis.

M. EN C. JULIO CÉSAR LEINES MEDÉCIGO
DIRECTOR DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR DE LA
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

Por este conducto le comunico que el Jurado asignado a la pasante de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental **Vanessa del Carmen González Marín**, quien presenta el trabajo de **“Geoquímica y Geocronología de U-Pb en zircones de la Playa Montepío, San Andrés Tuxtla, sureste del Golfo de México, México: Implicación de procedencia”**, después de revisar el trabajo ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación se anotan las firmas de conformidad de los integrantes del Jurado:

- PRESIDENTE: Dr. Kinardo Flores Castro
- PRIMER VOCAL: M. en I. Patricia Candelaria Montiel García
- SEGUNDO VOCAL: Dr. Enrique Cruz Chávez
- TERCER VOCAL: Dr. Màrius Ramírez Cardona
- SECRETARIO: Dr. Julián Núñez Benítez
- PRIMER SUPLENTE: Ing. José Alfredo Meneses Lugo
- SEGUNDO SUPLENTE: Dr. Edgar Misael Uribe Alcántara

Sin otro particular, le reitero a usted la seguridad de mi atenta consideración.

Atentamente
 “Amor, Orden y Progreso”

Dr. Oscar Rodolfo Suárez Castillo
 Director del ICBI



ORSC/IVL

Ciudad del Conocimiento
 Carretera Pachuca-Tulancingo km 4.5 Colonia
 Carboneras, Mineral de la Reforma, Hidalgo,
 México. C.P. 42184
 Teléfono: +52 (771) 71 720 00 ext. 2270,2280
 Fax 2109
 aactym_icbi@uaeh.edu.mx



Dedicatoria

Este trabajo está dedicado con todo mi amor a mis padres; a mi mamá porque sin ella indudablemente no estaría aquí, por su apoyo y amor incondicional, por ser una inspiración para mí todos los días; a mi papá porque siempre creyó en mí y porque siempre confió en que puedo lograr todo lo que me proponga gracias por alentarme siempre a ser la mejor y por no dudar ni un minuto de mis capacidades, los amo con todo mi corazón.

A mi hermano por ser mi cómplice toda la vida y por su apoyo infinito.

A mis sobrinas por siempre inspirarme con su ternura y amor.

Para mi abuela por siempre estar pendiente de mí, por sus oraciones y por su amor.

A mis tíos por siempre estar orgullosos de mí sin importar que tan lejos nos encontremos.

Para Mario Alexis por su amor y por su invaluable confianza, gracias por siempre tener las palabras correctas en el momento adecuado.

Para mis amigos de la universidad; Itzel, Jorge, Lore, Yezmar, David, Fer, Miguel, Antonio, Mario y Aram por que sin ellos esta etapa no hubiera sido la misma, gracias por hacer de la universidad una etapa inolvidable, gracias por siempre abrirme las puertas de su casa y por apoyarme en todo momento.

A mi amigo de toda la vida Alan, por su amistad, su apoyo y por siempre estar orgulloso de mí sin importar la distancia.

Y por último dedicado con mucho respeto y cariño a mis directores el Dr. Armstrong y la Mtra. Paty por creer en mí y brindarme su confianza, gracias por toda la paciencia y dedicación que me han brindado.

Agradecimientos

Antes que nada, agradezco a la M. en I. Patricia Candelaria Montiel García, por confiar en mí a través de la realización de este trabajo, por su amistad, su dedicación y sobre todo por su paciencia hacia conmigo.

Al Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam, por brindarme la oportunidad de realizar esta tesis, por su tiempo y por todo el apoyo brindado hacia mí durante la realización de este estudio.

Agradezco al Ing. José Alfredo Meneses Lugo y a mi compañero Antonio Maya, por su apoyo en la elaboración de mapas, al Ing. Carlos Linares López, por el estudio SEM-EDS, al Dr. Raúl Moreno Tovar, por permitirme usar el microscopio petrográfico, a la Química Patricia Girón, por los análisis mediante difracción de rayos X. De igual manera agradezco al Ing. Teodoro Hernández Treviño, por su paciencia y apoyo en el laboratorio de Separación de Minerales para la separación de zircones detríticos, al Dr. Luigi Solari, por la datación y geoquímica de zircones realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM.

A la Mtra. en C. Laura Elena Gómez Lizárraga por todo el apoyo brindado en el Servicio Académico de Microscopía Electrónica de Barrido en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM.

A mis compañeras de laboratorio Mayla y Ana, por brindarme su apoyo y paciencia en todo momento.

Agradezco a UNAM-DGAPA-PAPIIT por el financiamiento brindado al Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam, para la realización del Proyecto IN106117 titulado “Granulometría geoquímica y datación de sedimentos de playa y mar profundo del Golfo de México, México: Implicaciones de procedencia y paleoambiente”

Así como al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México, por abrirme las puertas del Instituto, así como por permitirme trabajar en él y por el financiamiento al proyecto institucional 616.

El Dr. Armstrong-Altrin y yo agradecemos el financiamiento brindado para la recolección de muestras otorgado por el CONACYT (no. A1-S-21287) y PAPIIT (IN106117).

Agradezco a los miembros del comité; Dr. Enrique Cruz Chávez, Dr. Kinardo Flores Castro, Dr. Marius Ramírez Cardona, Dr. Julián Núñez Benítez, Dr. Edgar Misael Uribe Alcántara, Ing. Alfredo Meneses Lugo por brindarme su apoyo, sus comentarios y por el tiempo dedicado al presente trabajo. ¡MUCHAS GRACIAS!

Resumen

Se realizó un análisis granulométrico de 12 muestras de la playa Montepío, Veracruz, la cual se ubica al sureste del Golfo de México, en el cual se determinó que las arenas de la playa son medianas a gruesas con una clasificación moderadamente buena con características de tamaño de grano que sugieren que su origen se dio en un ambiente de playa de alta energía con influencia continental, debido a la cercanía con el perenne "La Máquina". Mediante los análisis de microscopía electrónica de barrido, difracción de rayos X y petrografía, se observaron minerales como cuarzo, piroxenos, plagioclasas, feldespatos y ferromagnesianos, posiblemente encontramos estos minerales en esta área debido a la cercanía de la playa con el Campo Volcánico de los Tuxtlas. Los resultados del análisis geoquímico de elementos traza y tierras raras, en la relación U/Th y la presencia de anomalías de Eu y Ce, negativa y positiva respectivamente en los zircones, sugieren un origen de afinidad ígnea, de ascendencia félsica, sin embargo dentro de los patrones REE que se obtuvieron se observan algunos zircones que no cuentan con anomalías de Eu y Ce, por lo cual podría decirse que los zircones analizados en esta playa pueden provenir de diferentes fuentes, esto coincide con lo visto en la catodoluminiscencia. Las edades obtenidas de los zircones mediante la datación U-Pb, en su mayoría, se encuentran en el Proterozoico, sin embargo se observó una población significativa de zircones en el Cenozoico, estas edades fueron comparadas con edades anteriormente reportadas en zonas cercanas a la región, encontrándose similitudes con la distribución de edades de zircones de rocas presentes en el Macizo de Chiapas y el Terreno Oaxaca en el sur de México así como la Provincia Alcalina del Oriente en el Este de México.

Abstract

The geochemical analysis and the dating of detrital zircons from the sediments of the Montepío beach in Veracruz which is located in the southeast of the Gulf of Mexico, was carried out, as well as a granulometric analysis of 12 samples from the study area in which the sands were determined. of the beach are medium to coarse with a moderately good classification with grain size characteristics suggesting that its origin was in a high energy beach environment with continental influence, due to the proximity to the perennial "La Máquina." the analysis of scanning electron microscopy, X-ray diffraction and petrography were observed minerals such as quartz, pyroxenes, plagioclase, feldspars and ferromagnesian, possibly we find these minerals in this area due to the proximity of the beach to the Volcanic Field of the Tuxtlas. The results of the

geochemical analysis of trace elements and rare earths, in the relation U / Th and the presence of Eu and Ce anomalies, negative and positive respectively in the zircons follow an origin of igneous affinity, mainly felsic, however within the REE patterns that were obtained are some zircons that don't have Eu and Ce anomalies, so it could be said that the zircons analyzed in this beach can come from different sources, this coincides with those seen in cathodoluminescence. The zircon ages obtained by U-Pb dating are mostly found in the Proterozoic, however a significant population of zircons was observed in the Cenozoic, these ages were compared with previously reported ages in areas close to the región, similarities with the age distribution of rock zircons present in the Chiapas Massif and the Oaxaca Terrain in southern Mexico as well as the Alcalina Oriente Province in eastern Mexico.

ÍNDICE

CAPITULO I GENERALIDADES	9
1.1 INTRODUCCIÓN.....	9
1.2 ANTECEDENTES	11
1.3 JUSTIFICACIÓN.....	14
1.4 OBJETIVOS	15
1.4.1. Objetivo General.....	15
1.4.2 Objetivos Específicos	15
CAPITULO II MARCO TEÓRICO	16
2.1 SEDIMENTOS	16
2.1.1 Clasificación	16
2.1.1.1 Los sedimentos solubles e insolubles.....	16
2.1.1.2 Sedimentos solubles.....	16
2.1.1.3 Sedimentos no solubles	17
2.1.1.3.1 Clasificación de sedimentos insolubles o detríticos.....	17
2.1.2 Ambientes sedimentarios.....	21
2.1.3 Playas.....	24
2.1.4 Arenas.....	25
2.2 ROCAS:.....	26
2.2.1 Areniscas.....	26
2.2.1.1 Procedencia.....	28
2.2.2 Mineralogía de las arenas.....	29
2.2.2.1 Minerales pesados en arenas.....	30
2.3 GEOQUÍMICA.....	32
2.4 ZIRCONES.....	33
2.4.1 Composición y estructura química de los zircones.....	36
2.4.2 Propiedades de los Zircones	38
2.4.3 Propiedades ópticas de los Zircones	39
2.5 GEOCRONOLOGÍA:	39
2.5.1 Geocronología U-Pb en zircones	43
2.5.2 Técnicas utilizadas para la datación	44
2.5.2.1 Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS)	44

2.6 CATODOLUMINISCENCIA	45
2.6.1 Catodoluminiscencia en zircones.....	45
CAPITULO III MARCO GEOLOGICO	47
3.1 GEOLOGÍA	47
3.1.1 Golfo de México.....	49
3.1.2 Oaxaquia	52
3.1.3 Faja Volcánica Transmexicana	52
3.1.4 Macizo de Chiapas	53
3.1.5 Terreno Chuacús	54
3.2 GEOLOGÍA LOCAL.....	54
3.3 ESTRATIGRAFÍA	55
3.4 HIDROLOGÍA.....	57
3.4.1 Cuenca del río Papaloapan	59
3.5 CLIMA	60
CAPITULO IV METODOLOGÍA.....	63
4.1 ZONA DE ESTUDIO	63
4.2 MUESTREO.....	64
4.3 ANALISIS GRANULOMÉTRICO DE ARENAS.....	64
4.4 ANALISIS PETROGRÁFICO.....	64
4.5 MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO	64
4.6 DIFRACCIÓN DE RAYOS X	65
4.7 GEOCROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ZIRCONES DETRITICOS	66
4.8 CATODOLUMINISCENCIA EN ZIRCONES	68
4.9 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO EN ZIRCONES	69
CAPITULO V RESULTADOS Y DISCUSIÓN	70
5.1 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO	70
5.1.1 Diagramas bivariantes.....	71
5.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO.....	75
5.3 MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO (MEB).....	76
5.4 DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX).....	79
5.5 GEOCROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ZIRCONES.....	81
5.5.1 Elementos traza y tierras raras.....	81
5.5.2 Datación de zircones.....	97

5.5.3 Catodoluminiscencia en zircones.....	110
5.5.4 Microscopia electrónica de barrido (MEB) en zircones.....	111
5.6 PROCEDENCIA DE ZIRCONES	113
CAPITULO VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	121
BIBLIOGRAFÍA	124
ANEXOS.....	135
Anexo 1.-GLOSARIO.....	135
Anexo 2.- LISTA DE ABREVIATURAS	136

Índice de figuras.

Figura 2. 1 Serie de meteorización de Goldich. Modificado de (SBRS,2014).....	18
Figura 2. 2 Sistema de Clasificación de sedimentos de Folk (1954). Modificado de Poppe et al.,(2003).....	20
Figura 2. 3 Sistemas de clasificación de sedimentos de Shepard (1954) modificado por Schlee (1973). Modificado de Poppe et al., (2003).....	21
Figura 2. 4 Grados de redondeamiento para granos de alta y baja esfericidad (Pettijohn et al., 1975).....	22
Figura 2. 5 Grados de clasificación de granos. Modificado de Nichols (2009).	23
Figura 2. 6 Ejemplo de un perfil de playa. Modificado de Cartaya et al., (2005).....	25
Figura 2. 7 Diagrama de Folk (1974), permite clasificar las areniscas con base en su abundancia modal de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos.	26
Figura 2. 9 Clasificación de areniscas de Pettijohn (1975). Modificado de Nichols (2009).	28
Figura 2. 10 Zoneamiento en zircones, se puede observar núcleo heredado y bordes magmaticos. Modificado de Zolnerkevic, (2012).....	37
Figura 2. 11 Variedades de zircones, modificado de Southeast Asia Research Group (2010)..	38
Figura 3. 1 Mapa de litología del Golfo de México por periodos geológicos. Modificado de (Armstrong-Altrin <i>et al.</i> , 2015).	51
Figura 3. 2 Estructuras volcánicas de la Faja Volcanica Transmexicana y donde se puede apreciar el Campo Volcánico de los Tuxtla (CVT), modificado de (Macías, 2005).	53
Figura 3. 3 Columna estratigráfica del Campo Volcánico de los Tuxtlas. Modificado de Servicio Geológico Mexicano (2004).....	57
Figura 3. 4 Principales ríos que drenan al sur del estado de veracruz y que desembocan en el Golfo de México, modificado de Pereyra, <i>et al.</i> , (2008).	59
Figura 3. 5 Subcuenca de la Cuenca Hidrológica del Papaloapan, modificado de Pereyra, <i>et al.</i> , (2008).....	60
Figura 3. 6 Mapa de precipitación media anual del estado de Veracruz. Modificado de Ruiz, <i>et al.</i> , (2008).....	62
Figura 4. 1 Ubicación geográfica del municipio de San Andrés Tuxtla, Veracruz, municipio donde se encuentra la Playa Montepío.....	63
Figura 4. 2 Microsonda electrónica de barrido del Laboratorio de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM.	65

Figura 4. 3 Difractómetro de Rayos X para polvos SIEMENS D5000 y muestra molida finamente en mortero de ágata.	66
Figura 4. 4 Microscopio estereográfico Olympus SX11.	68
Figura 4. 5 Montaje de zircones sobre cinta doble cara en vidrio.....	68
Figura 4. 6 Microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-6360LV del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.	69
Figura 5. 1 Diagrama de discriminación de procesos de energía en ambientes de Stewart (1958).....	72
Figura 5. 2 Diagrama bivalente de desviación estándar contra asimetría (Friedman, 1967; Miola & Weiser, 1958)	73
Figura 5. 3 Diagrama de asimetría contra desviación estándar de Friedman (1957).	73
Figura 5. 4 Diagrama de media contra asimetría propuesto por Moila & Weiser (1958).	74
Figura 5. 5 Diagrama de asimetría contra media con los límites propuestos por Hails & Hoyt (1969) y Moila & Weiser (1958).....	74
Figura 5. 6 Imágenes representativas (4x) de la lámina delgada de la muestra MPIO-7.	75
Figura 5. 7 Imágenes representativas (4x) de la lámina delgada de la muestra MPIO-9	76
Figura 5. 8 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-2, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo	78
Figura 5. 9 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-3, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo	78
Figura 5. 10 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-6, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo	78
Figura 5. 11 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-10, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo	78
Figura 5. 12 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-2, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo	79
Figura 5. 13 Difractograma de la muestra MPIO-7	79
Figura 5. 14 Difractograma de la muestra MPIO-9.	80
Figura 5. 15 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Cenozoico en MPIO-7. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1958).	93
Figura 5. 16 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Mesozoico en MPIO-7. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).	94

Figura 5. 17 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Paleozoico en MPIO-7. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).	94
Figura 5. 18 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Proterozoico en MPIO-7. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).....	95
Figura 5. 19 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Cenozoico en MPIO-9. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).	95
Figura 5. 20 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Mesozoico en MPIO-9. Valores normalizados de condritatomados de Taylor & McLennan (1985).	96
Figura 5. 21 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para el Paleozoico en MPIO-9. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).	96
Figura 5. 22 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Proterozoico en MPIO-9. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).	97
Figura 5. 23 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb correspondiente a la muestra MPIO-7.	105
Figura 5. 24 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb correspondiente a la muestra MPIO-9.	106
Figura 5. 25 Relación de concentración de tierras raras ligeras con edad de los zircones en la muestra MPIO-7.	107
Figura 5. 26 Relación de concentración de tierras raras pesadas con edad de los zircones en la muestra MPIO-7.	107
Figura 5. 27 Relación de la sumatoria de la concentración de tierras raras con edad de los zircones en la muestra MPIO-7.	108
Figura 5. 28 Relación de concentración de tierras raras ligeras con edad de los zircones en la muestra MPIO-9.	108
Figura 5. 29 Relación de concentración de tierras raras pesadas con edad de los zircones en la muestra MPIO-9.	109
Figura 5. 30 Relación de la sumatoria de la concentración de tierras raras con edad de los zircones en la muestra MPIO-9.	109
Figura 5. 31 Imágenes obtenidas mediante catodolumniscencia de los zircones de la Playa Montepío, muestra MPIO-7 (a) y MPIO-9 (b).	111
Figura 5. 32 Imágenes obtenidas del MEB de zircones de la muestra MPIO-7.....	112
Figura 5. 33 Imágenes obtenidas del MEB de zircones de la muestra MPIO-9.....	113
Figura 5. 34 Diagrama binario Y vs U para zircones detríticos de la muestra MPIO-7 (Belousova, 2002).	114

Figura 5. 35 Diagrama binario Y vs U para zircones detríticos de la muestra MPIO-9 (Belousova, 2002).	115
Figura 5. 36 Histogramas de edades en zircones del Complejo Macizo de Chiapas considerado como posible fuente de zircones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin <i>et al.</i> , 2018).	116
Figura 5. 37 Histogramas de edades en zircones del Terreno Cuicateco considerado como posible fuente de zircones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin <i>et al.</i> , 2018).	116
Figura 5. 38 Histogramas de edades en zircones de la Provincia Alcalina del Este considerada como posible fuente de zircones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin <i>et al.</i> , 2018).	117
Figura 5. 39 Histogramas de edades en zircones del Complejo Chuacús considerado como posible fuente de zircones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin <i>et al.</i> , 2018).	117
Figura 5. 40 Histogramas de edades en zircones del Terreno Oaxaca considerado como posible fuente de zircones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin <i>et al.</i> , 2018).	118
Figura 5. 41 Histograma de edades de zircones detríticos de la muestra MPIO-7.	119
Figura 5. 42 Histograma de edades de zircones detríticos de la muestra MPIO-9.	119

Índice de Tablas

Tabla 2. 1 Escala de Udden- Wentworth para tamaño de grano de sedimentos detríticos. Modificada por Nichols (2009).	19
Tabla 2. 2 Asociación de minerales pesados en relación con su área fuente. Modificado de Arche (2010).	31
Tabla 2. 3 Concentraciones medias de elementos en la corteza terrestre en ppm, según Taylor McLennan (1985). Modificado por Rudnick y Gao (2003).	32
Tabla 2. 4 Esquemas de decaimiento radioactivo natural comúnmente más utilizados en geociencias modificado de Schaefer (2016).	41
Tabla 5. 1 Parámetros de tamaño de grano para las muestras de la playa Montepío.	70
Tabla 5. 2 Concentraciones en ppm de elementos traza de los zircones de la Playa Montepío, correspondiente a la muestra MPIO-7.	81
Tabla 5. 3 Concentraciones de elementos traza para la muestra MPIO-9 en ppm.	83
Tabla 5. 4 Concentraciones de tierras raras en zircones de la Playa Montepío muestra MPIO-7 (ppm).	85
Tabla 5. 5 Concentraciones de tierras raras en zircones de la Playa Montepío muestra MPIO-9 (ppm).	89
Tabla 5. 6 Resultados de geocronología U-Pb en zircones detríticos de la muestra MPIO-7....	98
Tabla 5. 7 Resultados de geocronología U-Pb en zircones detríticos de la muestra MPIO-9..	102

CAPITULO I GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Los sedimentos clásticos están compuestos principalmente por fragmentos de las rocas de origen, éstos se clasifican naturalmente de acuerdo al tamaño de partícula que a su vez brinda información relevante acerca de su procedencia; es decir, si las partículas son más grandes como en el caso de las gravas, indica que el transporte es menor al de las partículas más finas como los limos y las arcillas, su tamaño de partícula nos dice que pueden provenir prácticamente de cualquier parte, es por eso que el tamaño de partícula de las arenas las hace ideales para los estudios de procedencia.

Comúnmente las arenas en general están compuestas por minerales como cuarzo, feldespatos, micas, fragmentos líticos y minerales pesados.

Los minerales pesados son muy útiles en estudios de procedencia ya que estos minerales pueden ser característicos de un área de origen en particular, dando así información valiosa para identificar la fuente del clasto. Entre los minerales pesados se encuentra el zircón, el cual en años recientes ha sido muy utilizado en estudios de datación y procedencia (Nichols, 2009).

El zircón es un mineral extremadamente resistente al intemperismo físico y químico, el cual puede preservarse en la intemperie y resiste a largas distancias de transporte, los granos de zircón son fácilmente de reconocer en microscopio debido a su relieve muy alto: los bordes de un grano de zircón se verán como líneas gruesas, negras. El zircón preserva características como la química y la edad radiométrica de la roca de origen, así como la evolución magmática y al realizar análisis como difracción de rayos X y petrografía, éstos proporcionarán información útil en estudios de procedencia y caracterización de las rocas.

La geoquímica de los sedimentos es un factor importante; la composición de elementos traza, tierras raras (REE) y elementos como Y, Th, Zr, Hf, Nb, Sc, Co y Cr, son considerados como una buena herramienta para identificar la procedencia de los sedimentos clásticos, debido a su corto tiempo de residencia en el agua de mar y por qué los procesos secundarios como la diagénesis no los afecta (Cullers, 2002). Se considera que las arenas de playa se depositaron después de la última era glacial hace 21,000 años, sin embargo,

se han reportado zircones detríticos presentes en los sedimentos costeros con edades de más de 1,300 millones de años, es por eso que los estudios de procedencia en zircones detríticos han tomado un auge importante en los últimos años, debido a la compatibilidad del zircón con elementos traza y tierras raras los cuales se incorporan a su estructura cristalina y sí a esto le sumamos la alta resistencia que presenta el zircón al intemperismo, nos brindan información relevante acerca de su procedencia, a su vez contiene U y Pb por lo que es considerado un geocronometro potencial para estudios de datación.

Debido a que la química del zircón es lo suficientemente variable en diferentes rocas de origen, es posible identificar e interpretar la procedencia de zircones a través de la abundancia de elementos traza y tierras raras, lo que lo hace potencialmente útil para discriminar la posible fuente. Este trabajo pretende por medio de geoquímica y geocronología en zircones de las arenas de la Playa Montepío, determinar la procedencia a través de la comparación con la composición de las rocas así como de las edades relativamente cercanas a la región, siendo así uno de los pocos trabajos que reportan este tipo de estudios en México.

1.2 ANTECEDENTES

Mihai *et al.*, (2004), realizó un estudio de la evolución geológica del complejo Xolapa en el Sur de México, mediante la evidencia de U-Pb, en el cual se analizaron muestras mediante el espectrómetro de plasma con ablación laser de colector múltiple (MC-LA-ICP-MS) analizando de 20 a 30 cristales por muestra. Los nuevos datos y las edades previamente publicadas para el complejo Xolapa sugieren que el metamorfismo y la migración de las rocas de arco deformado tuvieron lugar antes del Cenozoico.

Ennes de Barros *et al.*, (2010), realizó un estudio para discutir la probable fuente primaria de las arenas de playa de Rio Grande do Sul, en el sur de Brasil, en el cual las muestras fueron analizadas mediante ICP-MS para tierras raras, por microsonda y microscopía electrónica de barrido, los granos de zircón de los sedimentos estudiados son probablemente derivado de una asociación de rocas graníticas subalcalinas a alcalinas con sus contrapartes máficas y rocas metamórficas de facies de anfibolita a facies de granulita, concluyendo así que la composición química de los zircones, en particular los contenidos y proporciones de elementos traza, puede ser una poderosa herramienta para determinar las fuentes primarias de zircones detríticos.

Uriz *et al.*, (2013), realizó un estudio en la región central de Uruguay para determinar las primeras edades isotópicas en zircones detríticos, de estas formaciones, las edades reportadas son de los ciclos Brasiliano y Grenvilliano. También se hizo el reconocimiento de las diferentes familias de zircones detríticos de la zona, determinando que son cuatro grupos con diferentes familias, correspondientes a zircones de orígenes plutónicos, volcánicos, metamórficos y núcleos antiguos.

Albardeiro *et al.*, (2014), determinó la procedencia usando datos radiométricos en las arenas del basamento de Alvalade, este estudio confirmó los trabajos anteriores los cuales indicaban como fuente sedimentaria al basamento Paleozoico ubicado al suroeste de Iberia, pero también sugieren una historia más compleja de drenaje el cual involucra fuentes localizadas al norte.

Shaji *et al.*, (2014), realizaron mediante U-Pb en zircones de un conjunto de anfibolitas y metagabros arrojando datos de U-Pb que sugieren eventos magmáticos y metamórficos prominentes durante la transición del Arqueano-Proterozoico. Las características geoquímicas del conjunto de rocas Nilambur sugieren que las anfibolitas, metagabbros y

gneisses podrían estar relacionados con un protolito basáltico común, en el cual se concluye que los datos obtenidos en este estudio y los de estudios recientes sugieren que los bloques de la corteza adyacentes al margen sur del Dharwar Carton, en la India peninsular, conservan una importante evidencia para la tectónica de margen convergente activa durante la transición arqueo-proterozoico asociada con la generación y el emplazamiento del arco relacionado con la subducción magmas y crecimiento continental.

Hui *et al.*, (2015), analizó por ICP-MS los granos de zircón detríticos de tres areniscas en la Formación Huangliu del Mioceno Superior en la parte occidental del Cañón Central en el basamento Qiongdongnan al sur de China, para las edades de U-Pb, con el fin de limitar su procedencia. Dando como sugerencia final que el sistema del Río Paleo-Red predominantemente alimentó la procedencia de la parte occidental del Cañón Central en la Cuenca durante el Mioceno tardío.

Escalona *et al.*, (2016), realizó un estudio, que, de acuerdo a un análisis realizado previamente, corresponde a que las fuentes sedimentarias deben estar ubicadas al oeste, noreste y/o sureste, por lo cual con su estudio pudo concluir que las fuentes del noreste y del norte no son posibles, ya que las distribuciones de edad U-Pb en areniscas, carecen de edades más antiguas que el Jurásico tardío; se prevé una barrera topográfica que limitaba las fuentes de sedimentos del norte.

Lee *et al.*, (2017), presenta las edades de los zircons detríticos U-Pb, para evaluar la procedencia sedimentaria del basamento Gyengsang en la península Coreana, las edades obtenidas muestran la diferente distribución entre el norte del área y el sur y debido a la variación de edades nos dice que hay un posible reciclamiento sedimentario.

Bell *et al.*, (2017), realizó un análisis utilizando espectroscopia de fluorescencia de rayos X complementándolo con datación U-Pb para los zircons donde de acuerdo a las inclusiones que tienen los zircons se puede deducir la procedencia, concluyendo así que estas herramientas de procedencia basadas en inclusión mineral deben ser aplicables para reconstrucciones de procedencias a lo largo del registro geológico; los óxidos sugieren que provienen de fuentes graníticas.

Tapia-Fernández *et al.*, (2017), de acuerdo a la geoquímica REE de los zircons así como la geocronología analizada mediante ICP-MS concluyó que de acuerdo al bajo contenido de SiO_2 , alto TiO_2, Fe_2O_3 , V, Cr, Co, Y, Zr, Nb, Hf, Th, los contenidos de U y Zn en los

sedimentos, revelaron la abundancia de minerales pesados en la playa de Brujas, así como los patrones REE indican un origen félsico. Los datos U-Pb de los zircones analizados muestran poblaciones con edad predominante Pérmico-Triásico y Neoproterozoico y se cree que fueron transportados a la zona de estudio mediante los ríos Usumacinta, Coatzacoalcos y Grijalva, siendo así que los resultados nos dicen que el río es el suministro de sedimentos a áreas costeras, crucial para definir la procedencia y composición de los sedimentos.

Armstrong – Altrin *et al.*, (2018) realizó una comparación de la química de tierras raras de zircones, los datos geocronológicos de este estudio con datos previamente publicados, sugiriendo que los terrenos de origen que suministraron zircones a la playa de Atasta, fueron el Macizo de Chiapas y complejos oaxaqueños, mientras que el zircón en la playa de Alvarado fue derivado por la proximidad a la Faja Volcánica Trans-Mexicana y la Provincia Alcalina del Este. La variación de procedencia entre las dos áreas de playa también se reveló por las diferencias en los grupos de edades de zircón.

Pinto (2018), concluyó que sus estudios en U-Pb de edades de zircones detríticos de la formación inferior Chinchas en Argentina, indican que la Cuenca Trasarco de Manantiales del Mioceno, comenzó a desarrollarse al menos desde California hace 22 Ma. El análisis de procedencias de la sucesión de cuencas proporciona evidencia de dos diferentes vibraciones de detritos volcánicos del Mioceno a la Cuenca Trasarco de Manantiales en California 19 y California 16 Ma.

Markwitz (2018), basándose en las estadísticas de los análisis de datos, correlaciona varias descripciones de forma de grano de zircón y establece que el ancho de un grano de zircón perpendicular al eje “C” cristalográfico (el de menor descripción en la forma del eje) conserva mejor la información de la fuente de la región al hundirse. Esto significa que el transporte de granos de zircón de fuente magmática al sumidero sedimentario afecta el ancho del grano a mucho menos extensión que su longitud. Aunque altamente metamórfico los granos se pierden preferencialmente del registro detrítico, menos radiación en zircones dañados conserva mejor el registro original.

1.3 JUSTIFICACIÓN

Montepío es una playa ubicada al sureste del Estado de Veracruz, la cual se encuentra ligeramente modificada antropológicamente, poco contaminada y explorada, que carece de estudios geológicos, mineralógicos y geoquímicos. Si bien aparece mencionada en algunos trabajos de biodiversidad, ninguno hace mucho énfasis en ésta playa, es por eso que este trabajo pretende definir la composición mineralógica de las arenas de esta playa para aportar conocimientos sobre su descripción geológica, así como contribuir con datos geocronológicos que sirvan para la caracterización del lugar. Por otra parte, por medio de la geoquímica de los zircones detríticos en las arenas de esta playa se podrá realizar una comparación con posibles rocas fuente que afloran en la región.

En años recientes la geocronología U-Pb y la geoquímica en zircones ha sido muy utilizada para determinar la procedencia de los sedimentos debido a la gran estabilidad química y mecánica que poseen los zircones; estos estudios comúnmente se hacen en zircones presentes en rocas ígneas, metamórficas e incluso sedimentarias, debido a la presencia de poblaciones de zircones en éstas rocas, si bien el zircón no es muy abundante, es común encontrarlo como mineral accesorio en este tipo de rocas. También es común encontrar al zircón como mineral detrítico dentro de los sedimentos costeros, particularmente en sedimentos finos, es así como éste trabajo pretende inferir la procedencia de éstos minerales a través de datación U-Pb y utilizando la geoquímica de elementos traza y tierras raras para discriminar posibles fuentes de acuerdo a la afinidad química que presentan, siendo éste trabajo uno de los primeros en la región en realizar geocronología y geoquímica en zircones detríticos en las arenas de playa.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo General

Analizar geoquímica y geocronológicamente los zircones en las arenas de la Playa Montepío, San Andrés Tuxtla, sureste del Golfo de México, mediante datación U-Pb para determinar su procedencia.

1.4.2 Objetivos Específicos

- Determinar los diferentes tamaños de grano en las arenas de la playa Montepío, mediante la interpretación de parámetros texturales para definir el ambiente de depósito.
- Definir la composición mineralógica de las arenas de la zona de estudio a través de difracción de rayos X, microscopía electrónica de barrido y análisis petrográfico para la descripción geológica general.
- Evaluar la composición geoquímica de los zircones detríticos en las arenas de la playa Montepío mediante ICP-MS para su comparación con posibles rocas fuente que afloran regionalmente.
- Obtener las edades de los zircones detríticos en las arenas de playa del área de estudio mediante datación U-Pb, para inferir su procedencia a través de la comparación de las edades con rocas relativamente cercanas a la región.

CAPITULO II MARCO TEÓRICO

2.1 SEDIMENTOS

Los sedimentos se acumulan en capas en la superficie de la Tierra, son materiales que se forman a partir de las rocas preexistentes por los procesos de meteorización. El agua, el viento o el hielo glacial suelen transportar los productos de la meteorización a lugares de sedimentación donde éstos forman capas relativamente planas. Normalmente se litifican formando rocas sedimentarias éstos pueden estar integrados por fragmentos de roca de diferentes tamaños, minerales resistentes, restos de organismos y productos de acción química o de evaporación (Huang, 1981). Así mismo son materiales formados como consecuencia de la actividad química o mecánica ejercida por los agentes de denudación sobre las rocas preexistentes y se depositan de forma estratificada capa por capa, en la superficie de la litosfera.

2.1.1 Clasificación

2.1.1.1 Los sedimentos solubles e insolubles

Los sedimentos tienen dos orígenes principales, el sedimento puede ser una acumulación de material que se origina y es transportado en forma de clastos, los cuales son derivados de la meteorización mecánica y química, estos procesos dan como resultado los sedimentos clásticos detríticos y estos a su vez forman rocas sedimentarias detríticas. Por otra parte, tenemos otra fuente de sedimento producido por meteorización química cuando las sustancias disueltas son precipitadas por procesos orgánicos e inorgánicos el sedimento derivado de estos procesos es llamado sedimento soluble y las rocas que se forman a partir de él se llaman rocas sedimentarias químicas.

2.1.1.2 Sedimentos solubles

Se dividen en aloquímicos y ortoquímicos, los sedimentos aloquímicos; son granos esqueléticos; conchas enteras, fragmentos orgánicos equinodermos, moluscos, algas esqueléticas, etc. Los sedimentos ortoquímicos: son precipitados "*in situ*" los más importantes son los lodos microcristalinos que sería la matriz sedimentos solubles. Los granos no esqueléticos: son granos revestidos o recubiertos: pellets, peloides, oolitas, etc.

Los sedimentos que se originan y son transportados como partículas sólidas se denominan sedimentos detríticos y las rocas que estos forman son las llamadas rocas sedimentarias

detríticas. Las dimensiones de las partículas son la principal base para clasificar los miembros de esta categoría. (Tarbuck, 2005).

2.1.1.3 Sedimentos no solubles

Se refiere a sedimentos clásticos (terrígenos o detríticos) y son fragmentos de roca o minerales sólidos, derivados de la erosión de una masa continental manteniéndose durante toda su evolución como partículas sólidas, los cuales son transportados por algún agente. Representan el residuo de una compleja historia de procesos, pudiendo haber sufrido algunos cambios químicos o mineralógicos.

2.1.1.3.1 Clasificación de sedimentos insolubles o detríticos

Los sedimentos detríticos están compuestos por fragmentos que son el resultado del clima y la erosión de rocas más antiguas. Estos se clasifican según los tamaños de los clastos presentes y la composición del material. El análisis de gravas y conglomerados puede llevarse a cabo en campo y puede revelar de donde proviene el material y cómo fue transportado. Las arenas y las areniscas se pueden describir en campo, pero para un análisis completo se requiere un análisis bajo un microscopio petrográfico para revalorizar la composición de los granos individuales y sus relaciones con otros granos. Los sedimentos más finos, limo y arcilla, se analizan utilizando microscopio electrónico de barrido y difractómetro de rayos X, las proporciones de diferentes tamaños de los clastos y las texturas de los sedimentos clásticos terrígenos y las rocas sedimentarias pueden proporcionar información sobre la historia del transporte del material y el entorno de deposición (Nichols, 2009).

Los minerales que forman parte de los sedimentos son principalmente silicatos como cuarzo, feldespato y micas. Los fragmentos de roca son clastos de ígneas, metamórficas o roca sedimentaria más antigua que también está compuesta predominantemente de silicatos, además los minerales secundarios de grano fino, en particular óxidos de hierro y minerales de arcilla, se generan en sitios de meteorización de elementos químicos liberados de la roca madre durante la intemperie.

Una vez que la meteorización desgasta y altera la roca fuente, se inicia el proceso de generación de sedimento, este desgaste y/o alteración funciona de diferente manera en cada mineral, en el caso de los feldespatos estos pueden transformarse en caolinita, mientras que los piroxenos y anfíboles pueden disolverse y ser transportados como iones;

en minerales poco solubles como el cuarzo, no se ven muy afectados, por ende conservan gran parte de sus características iniciales, de acuerdo a la dureza del material, estos seguirán desgastándose durante el transporte (Fig. 2.1), es por esto que la composición y textura final del sedimento es una mezcla de diferentes fuentes.

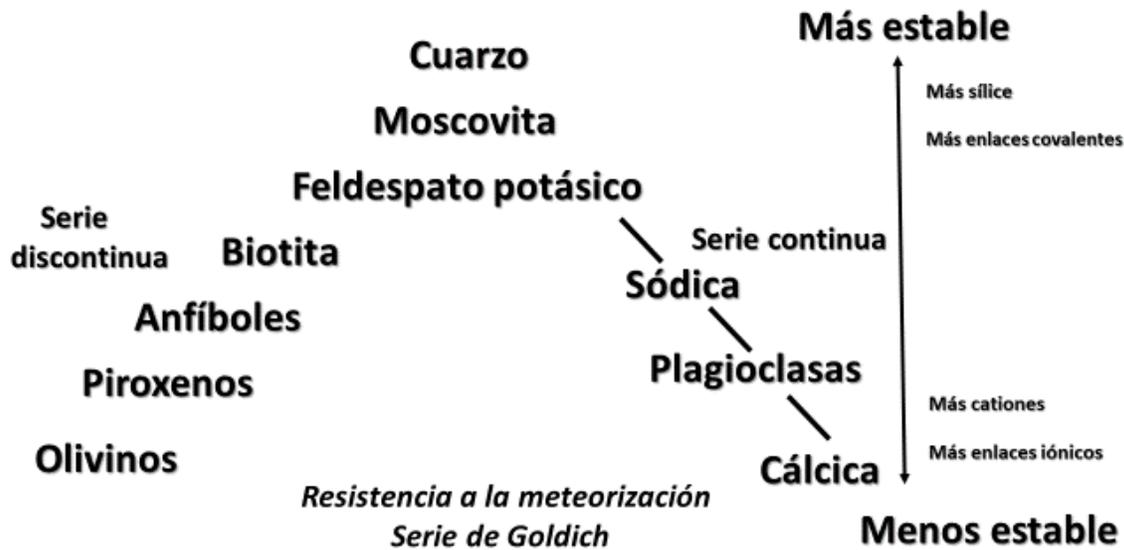


Figura 2. 1 Serie de meteorización de Goldich. Modificado de (SBRs,2014).

El tamaño de partícula es un elemento importante de la textura de los sedimentos detríticos, porque está relacionado con las condiciones geológicas de transporte y deposición (Huang, 1981). Es así como podemos clasificar los sedimentos detríticos en gravas, arenas, limos y arcillas, la mayoría de los agentes de transporte tienden a clasificar las partículas acarreadas según su tamaño, su forma y su densidad; la grava y el conglomerado consisten en clastos de más de 2mm de diámetro; los granos del tamaño de arena miden entre 2 mm y 1/16 mm (63 micras) de ancho; la arcilla y el limo se encuentran dentro de los lodos los cuales están formados por menos de 63 micras de diámetro para clasificarlos normalmente se usa la escala Udden-Wentworth.

La escala Udden-Wentworth es la escala más usada para clasificación de partículas, (ver Tabla 2.1) las divisiones en la escala se basan en dos factores: por ejemplo, los granos de arena medianos tienen de 0.25 a 0.5 mm de diámetro, los granos de arena gruesa son de 0.5 a 1.0 mm, la arena muy gruesa de 1.0 a 2.0 mm etc., por lo tanto, una progresión logarítmica de base dos, opuesto a la base diez de las escalas “log” más comunes, esta

escala ha sido elegida debido a que sus divisiones parecen reflejar la distribución natural de las partículas sedimentarias y, de una manera simple. Se conocen cuatro divisiones básicas: arena (<4mm) limo (4mm a 63mm) arena (63mm o 0.063mm a 2.0mm) grava / agregados (> 2.0mm).

Tabla 2. 1 Escala de Udden- Wentworth para tamaño de grano de sedimentos detríticos. Modificada por Nichols (2009).

Escala Udden-Wentworth(1922) para sedimentos detríticos.			
Milímetros (mm)	phi (φ)	Termino	Roca
256	-8	Peñasco	Conglomerados
128	-7		
64	-6	Matatenas	
32	-5		
16	-4		
8	-3	Gujarro	
4	-2	Granulos	Areniscas
2	-1		
1	0	Arenas muy gruesas	
0.5	1	Arenas gruesas	
0.25	2	Arenas medianas	
0.125	3	Arenas finas	
0.063	4	Arenas muy finas	Limolita
0.031	5	Limo grueso	
0.0156	6	Limo mediano	
0.0078	7	Limo fino	
0.0039	8	Limo muy fino	
		Arcilla	

La escala phi es una representación numérica de la escala Wentworth, la letra griega Φ (phi) se usa a menudo como unidad para esta escala. Utilizando la base de logaritmo dos, el tamaño de grano se puede denotar en la escala phi como:

$$\phi = -\log_2 (\text{diámetro de grano en mm})$$

Se usa negativo porque es convencional representar tamaños de grano en un gráfico como decrecientes de izquierda a derecha. Usando esta fórmula, el diámetro de un grano de 1

mm es 0ϕ : incrementando el tamaño de grano, 2mm es -1ϕ , 4 mm es -2ϕ y así; disminuyendo el tamaño de grano, 0.5 mm es $+1 \phi$, 0.25 mm es 2ϕ , etc (Nichols, 2009).

Para clasificar las partículas en la escala Wentworth, es necesario realizar un análisis granulométrico.

Cuando los sedimentos están conformados por una mezcla de partículas con un rango de tamaños muy grande se han propuesto clasificaciones en base a las proporciones contenidas de cada tipo de sedimento (grava, arena, lodo), como las de Folk (1954) y Shepard (1954).

El diagrama de Folk divide un primer diagrama en 15 grupos texturales principales (Fig. 2.2) donde la proporción de grava está definida en función de la alta velocidad decorriente en el momento de la deposición de sedimentos y de que es el máximo tamaño de sedimentos, por lo que se le da mayor importancia. Se definen cuatro rangos: M, sM, mS, y S. Folk, añade un diagrama complementario para la distinción de nomenclatura de partículas del tamaño de la arena o menores; por lo que integra dos términos: arcilla y limo.

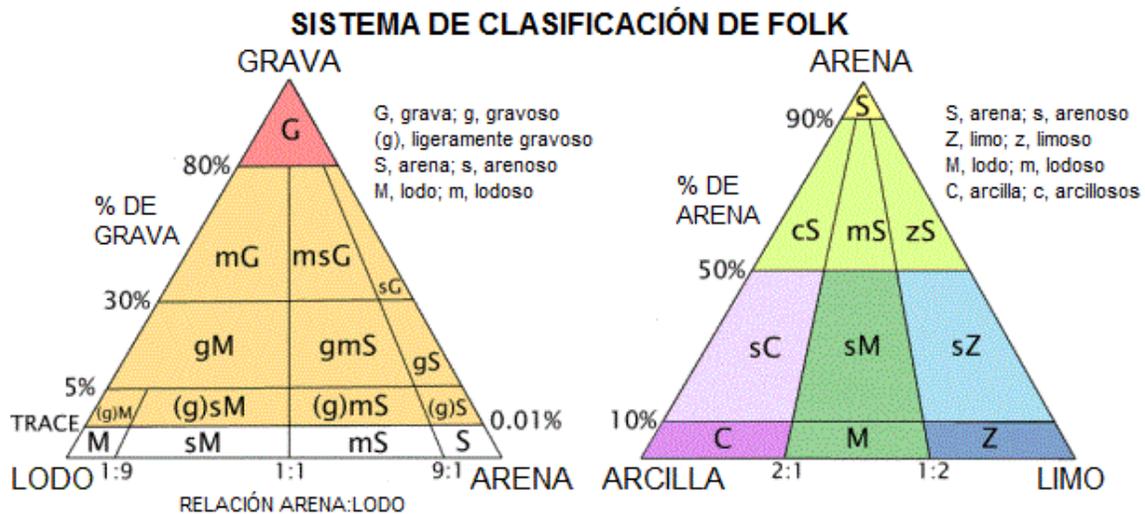


Figura 2. 2 Sistema de Clasificación de sedimentos de Folk (1954). Modificado de Poppe et al.,(2003).

Shepard (1954) divide en 10 grupos texturales (Fig. 2.3), teniendo en los extremos a las partículas del tamaño de arena, el limo y la arcilla, además de un diagrama complementario para distinguir entre grava, arena, y limo y arcilla. Los límites entre cada grupo textural están definidos proporcionalmente, excepto en el límite grava- limo y arcilla del diagrama complementaria.

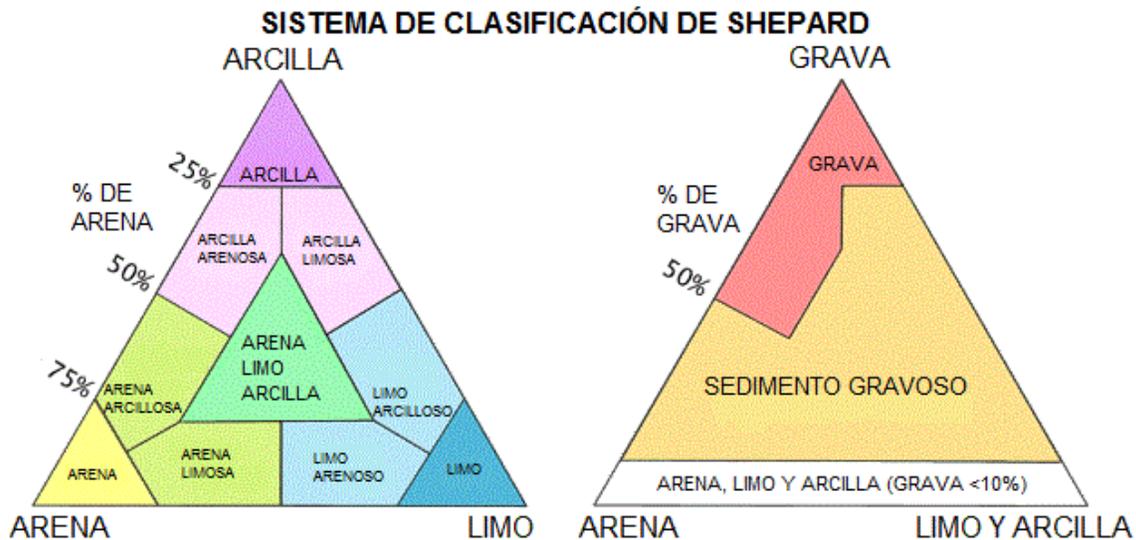


Figura 2. 3 Sistemas de clasificación de sedimentos de Shepard (1954) modificado por Schlee (1973). Modificado de Poppe *et al.*, (2003).

Para determinar las proporciones de cada una de las clases de tamaño de los sedimentos de los diagramas anteriores se realiza un análisis granulométrico (Zavala, 2018).

2.1.2 Ambientes sedimentarios.

Un ambiente sedimentario puede ser un lugar de erosión, no depósito, o sedimentación, y en general se alternan etapas diferentes de cada medio o en cada parte de un medio. Todos los procesos sucedidos en un ambiente sedimentario determinado están relacionados entre sí.

En el campo de la sedimentología la textura es muy importante para la interpretación de ambientes, la textura es una de las características más importantes de las rocas detríticas, en conjunto con otras propiedades son éstas las que las distinguen de los otros tipos de rocas. La textura sedimentaria engloba tres aspectos fundamentales de las rocas sedimentarias: el tamaño de grano, forma de grano y el acomodo de los granos(fábrica) el tamaño de grano y la forma de grano son propiedades de los sedimentos como tal y la fábrica es una propiedad agregada de los granos (Boggs, 2009).

La esfericidad, la redondez y la textura superficial son propiedades independientes y reflejan en general, la composición y los procesos de transporte y sedimentación bajo los cuales se vieron modificados los granos, estas propiedades suelen estimarse por simple comparación visual de la partícula de estudio (Pérez, 2013).

La esfericidad es un parámetro cuantitativo que mide la “lejanía” de un cuerpo a la equidimensionalidad o sea la medida de que tan iguales son las dimensiones axiales de un grano. Para obtener esta medida de manera cualitativa en una lámina delgada se cuenta con un marco de comparación ya establecido, de donde podemos determinar una esfericidad alta y baja.

La redondez de los clastos representa la magnitud y el tipo del transporte. Como se ve en la Figura 2.4. Un transporte gravitacional-coluvial corto (sin agua) produce clastos angulares. Con la entrada de los clastos al sistema fluvial empieza el desgaste y las partículas pierden su angulosidad, pero la rapidez para redondear los cantos depende de algunos factores:

- Tamaño y petrología del clasto.
- Clastos pequeños generalmente demoran más tiempo para redondearse.

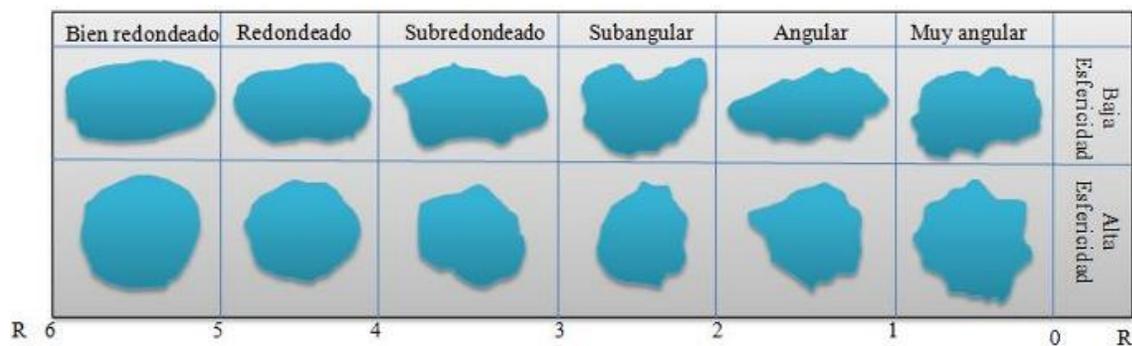


Figura 2. 4 Grados de redondeamiento para granos de alta y baja esfericidad (Pettijohn et al., 1975).

La clasificación de las partículas (sorting) es uno de los parámetros más utilizados ya que es un indicador de la efectividad de la deposición del sedimento, separando los granos en diferentes clases.

La clasificación de los sedimentos está determinada por varios factores: el primer factor determina de donde proviene ese grano, es decir si viene de una roca ígnea, por ejemplo un granito; el tamaño del grano será muy diferente al del sedimento proporcionado por el retrabajamiento de la arenisca. Otro factor importante para la clasificación de partículas es el tamaño de grano en sí, las gravas, los conglomerados, los sedimentos finos, limos y arcillas presentan una clasificación más pobre que la clasificación en los sedimentos de tamaño de arena. Otro elemento importante es el mecanismo de deposición, los sedimentos que fueron depositados más rápido por fluidos viscosos como flujos de lodo son

pobrementemente clasificados, mientras que los sedimentos que son retrabajados por el viento y el agua, como en las dunas de arena en los desiertos, las arenas de las playas son sedimentos mucho mejor clasificados (Tucker, 1991). Por lo que se puede clasificar a las arenas dependiendo su grado de clasificación que va desde muy bien clasificadas a muy pobrementemente clasificada, tal como se puede observar en la Figura 2.5.

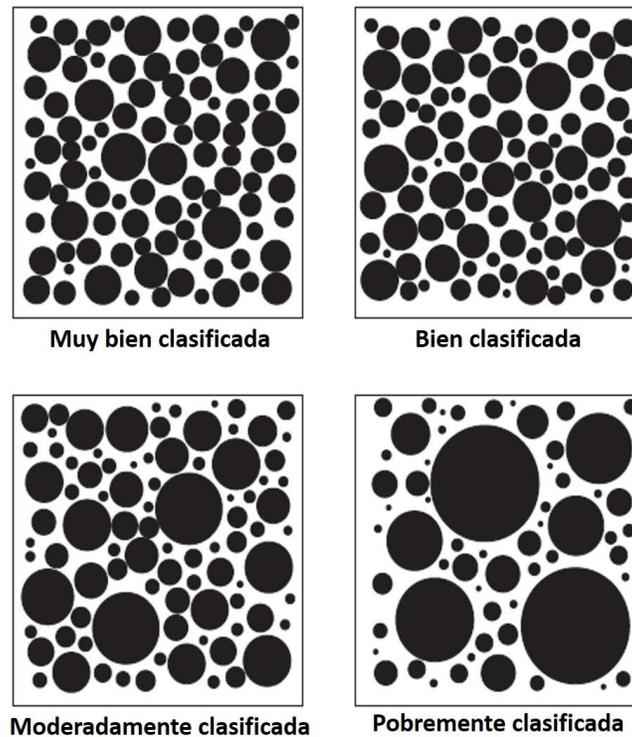


Figura 2. 5 Grados de clasificación de granos. Modificado de Nichols (2009).

La textura de un sedimento o roca sedimentaria es importante debido a que nos puede indicar algo sobre la historia de la erosión, el transporte y la deposición, en este caso las arenas y areniscas se pueden subdividir en función a su clasificación y la forma de los granos, es ahí donde se utiliza el termino de madurez textural es decir; si la clasificación es de moderada a mala, se considera que los sedimentos están sub-maduros, las arenas se consideran maduras si los granos individuales son angulosos a subredondeados y supermaduros si van de redondeados a bien redondeados. La clasificación textural de la madurez es independiente de la composición de las arenas. Una evaluación de la madurez textural de un sedimento es más útil cuando se compara material derivado de la misma fuente, ya que se puede esperar que la madurez aumente a medida que aumenta la cantidad de energía en la producción. Por ejemplo, la madurez a menudo aumenta aguas

abajo en un río y una vez que el mismo sedimento se encuentra en una playa, la energía de las olas altas, aumentará aún más la madurez (Nichols,2009).

Una clasificación para los ambientes los divide en ambientes continentales y ambientes marinos y un tercer tipo llamado transicional el cual es una mezcla de procesos de origen continental y oceánico. En los ambientes de tipo transicional se encuentran las playas, los deltas, estuario e isla barrera-lagoon, ubicados en las zonas costeras (Zavala, 2018).

2.1.3 Playas

Las playas son acumulaciones relativas estrechas, pero muy largas, de arena o grava que delimitan la costa de: mares, lagos, deltas e islas, en condiciones hidrodinámicas y regímenes de oleaje muy diversas. La pervivencia de la playa requiere de un aporte continuo de sedimento, normalmente esta tarea la realizan los ríos, aunque parte de la procedencia de los sedimentos viene de la erosión de acantilados y otras acumulaciones arenosas, es así como el sedimento se mueve a lo largo de la playa gracias a la deriva litoral, siempre que no haya algún percance, es decir, alguna acumulación natural o artificial que interrumpan su traslado (Dabrio, 2010), por otra parte, estos factores controlan el tamaño del grano y la composición de la arena de las playas en términos de mineralogía y geoquímica (Carranza-Edwards *et al.*, 2009). Carraza *et al.*, (1997), con la finalidad de comprender mejor de este ambiente, procedieron a diferenciar zonas dentro del perfil de la playa: infraplaya, mesoplaya y supraplaya, (Figura 2.6) siendo así que la infraplaya es la zona que siempre está cubierta por el agua de mar, hace contacto en su tope con la mesoplaya y tiene como límite la plataforma continental, la mesoplaya es la zona donde se encuentra de manera alterna expuesta al agua de mar y al aire creando una zona de vaivén, se encuentra delimitado por el límite máximo de marea y por la marca inferior con marea baja, la supraplaya es la zona seca, en esta zona predominan los agentes eólicos sobre los hidrodinámicos (Cartaya *et al.*, 2005).



Figura 2. 6 Ejemplo de un perfil de playa. Modificado de Cartaya *et al.*, (2005).

2.1.4 Arenas

Los granos de arena son formados por la descomposición de rocas pre-existentes debido a agentes erosivos como el clima, y por material que se forma dentro del ambiente de depósito, dentro de la clasificación de arenas se pueden encontrar granos minerales detríticos los cuales fueron erosionados de rocas preexistentes y fragmentos de roca de tamaño de arena o fragmentos líticos, también se pueden encontrar clastos biogénicos es decir piezas de animales o plantas. Las arenas pueden ser divididas en tres grandes grupos; arenas terrigenas, arenas carbonatadas y arenas piroclasticas. Las arenas terrigenas son producidas por el clima y por fragmentos de rocas preexistentes, estas son transportadas, clasificadas y modificadas por movimientos de fluidos como el aire y el agua y provienen de procesos externos a la deposición de la cuenca, las arenas carbonatadas son en su mayor parte de origen marino, la composición de los granos son principalmente esqueletos de organismos, oolitos derivados de carbonado detrítico intracuenca, las arenas carbonatadas son en sí arenas detríticas derivadas de rocas preexistentes como limolitas y dolomitas, las arenas piroclasticas son producidas por erupciones volcánicas y son depositadas en diversos ambientes como agua y aire, el término volcanoclastico también se aplica para algunas arenas ricas en fragmentos volcánicos. El término arena también se utiliza para describir un suelo arenoso.

2.2 ROCAS:

Las rocas sedimentarias clásticas de acuerdo a su tamaño de grano se dividen en: conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas.

2.2.1 Areniscas

Las areniscas son rocas clásticas compuestas por un conjunto de granos comprendido entre 0.0063 y 2 mm, ensamblados por un pegamento que puede ser llamado matriz o cementante, los clastos que componen una arenisca pueden ser monominerales (compuestos por un único cristal), o poliminerales, (compuestos por dos o más cristales) los cuales pueden tener composiciones diferentes.

De acuerdo a los componentes mayoritarios de las areniscas, Folk en (1974) realizó un diagrama para clasificar a las areniscas de acuerdo a la abundancia de los componentes en estas (Fig. 2.7), clasificándolas en cuarzo, arenita, subarcosa, subarenita, arcosa, litoarcosa, feldespatoarenita y litoarenita.

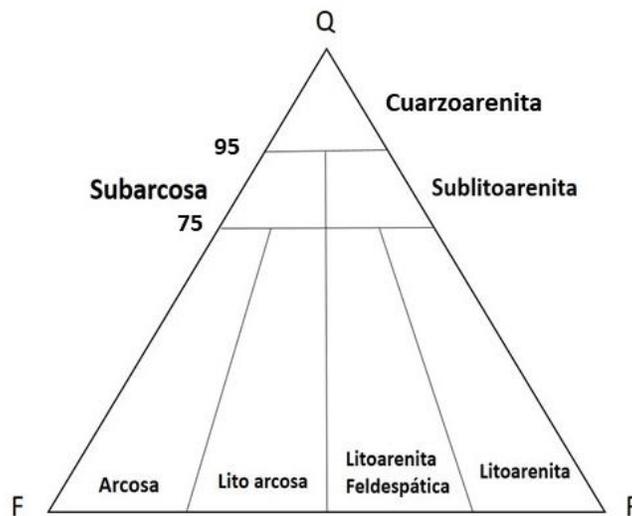


Figura 2. 7 Diagrama de Folk (1974), permite clasificar las areniscas con base en su abundancia modal de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos.

Cuarzo arenita: son las areniscas compuestas con al menos 95% con granos de cuarzo, comúnmente son las areniscas que contienen granos con una muy buena clasificación siendo así que Folk las clasifica con una madurez textural muy alta.

Arcosas: estas rocas contienen más del 25% de feldespatos, mucho cuarzo y algunos fragmentos de roca, también contienen micas detríticas y contienen una matriz de grano fino, en cuanto a la textura comúnmente va de pobremente clasificada a bien clasificada con granos que van de muy angulares a granos sub redondeados.

Litoarenitas: son las areniscas que son caracterizadas por la presencia de fragmentos de rocas las cuales tienen alto contenido de feldespatos, varían ampliamente en su composición, pero en términos de tamaño de grano y de química, depende ampliamente en los fragmentos de roca presentes.

Grawacas: la característica más importante de las grawacas es su matriz de grano fino, la cual consiste en un intercrecimiento de clorita, sericita y granos de tamaño de limo de cuarzo y feldespato, en fracción de arena el cuarzo domina sobre los fragmentos de roca y feldespatos, las grawacas tienen una composición química uniforme (Tucker, 1991)

Las areniscas se clasifican de acuerdo a sus componentes principales, la mayoría de las areniscas se componen de cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca. La clasificación de Pettijohn (1975) (Figura 2.8) distribuye esta clasificación en diagramas triangulares, cada componente en un extremo, ésta clasificación considera el contenido de matriz en la arenisca, llamando arenitas a las que contienen un porcentaje de matriz entre 0% y 15%, aquellas con un porcentaje mayor a 15% y menor a 75% las considera como grauvacas y las que contienen más de 75% son llamadas lutitas. Así mismo, las grauvacas pueden ser líticas, feldespáticas o cuarzosas de acuerdo al componente predominante, lo mismo sucede con las arenitas que se pueden denominar como arcosas, subarcosas, litarenitas, subarenitas o cuarzoarenitas (Boggs, 2006).

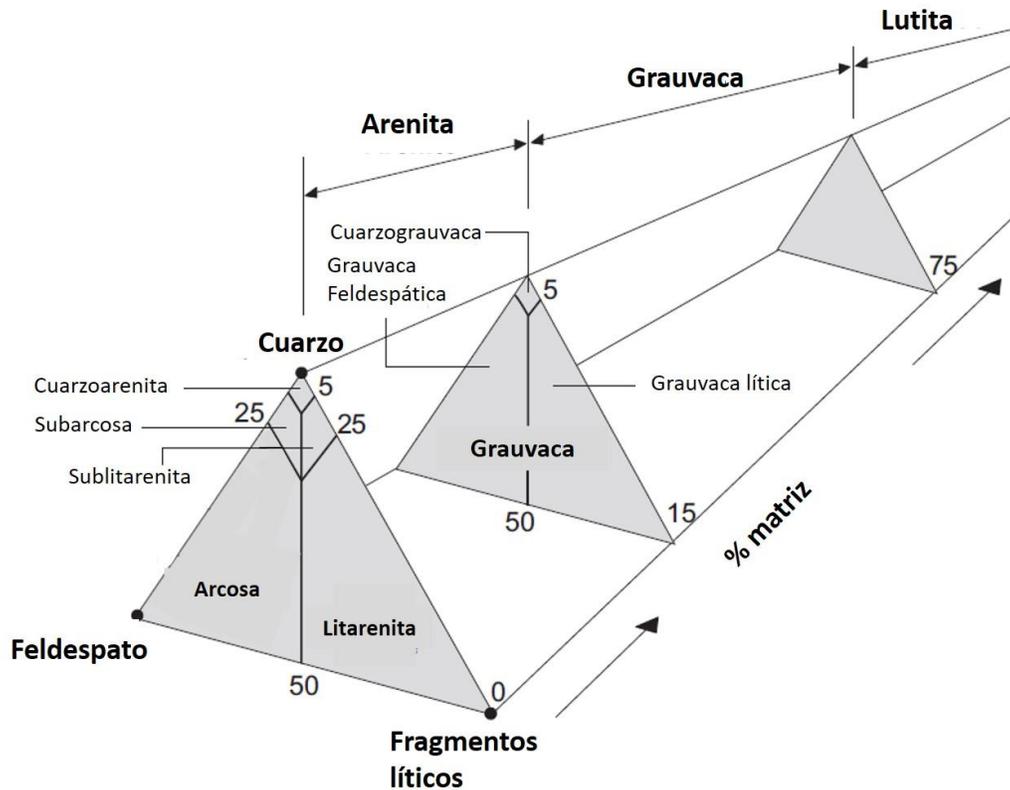


Figura 2. 8 Clasificación de areniscas de Pettijohn (1975). Modificado de Nichols (2009).

Las arcosas se caracterizan por contener más de 25% de feldespatos, las litoarenitas presentan mayor contenido de fragmentos de roca, las cuales pueden ser de composición muy variada, las cuarzoarenitas presentan generalmente colores claros y están formadas mayoritariamente por granos de cuarzo (Zavala, 2018).

2.2.1.1 Procedencia

La procedencia se establece de la fuente rocosa antes de los procesos de retrabajamiento, desgaste y transporte, las areniscas pueden estar compuestas por rocas ígneas, rocas metamórficas o incluso algunos fragmentos de otra roca sedimentaria, es por eso que es muy importante saber la procedencia de la arenisca, el transporte de la arenisca no nos da mucha información, pero la composición mineralógica de la arenisca nos proporciona información de la procedencia de la misma.

La composición de las arenas costeras está controlada por la composición de factores químicos y mecánicos como las olas, las corrientes de viento, el relieve, la composición de la fuente, el transporte y las descargas de ríos, se utiliza una amplia gama de técnicas para

el tamaño de grano, determinaciones mineralógicas y geoquímicas, estas técnicas son útiles para comprender los roles multifactoriales que controlan la composición de las arenas costeras (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2013). Si bien la petrografía de las areniscas continúa brindando información única sobre la procedencia, en estudios más recientes, la geocronología de zirrones detríticos ha evolucionado como una de las mejores opciones para estudios de procedencia, los zirrones detríticos comúnmente se encuentran en las areniscas, debido a que el zircón es altamente resistente a la intemperie química y física (Thomas, 2011)

Últimamente es muy común encontrarse con estudios de procedencia, los cuales incluyen en sus análisis geoquímica, esto es porque las concentraciones de elementos mayores y elementos traza pueden brindar una pista confiable sobre la procedencia del área fuente. Las tierras raras y los elementos de alta intensidad de campo como el Zr, Hf, Y y Nb son particularmente útiles para discriminar la composición de las rocas de origen, debido a su baja movilidad durante la meteorización y el transporte. Además, el patrón relativo y el tamaño de la anomalía de Eu se han utilizado para inferir la naturaleza de las rocas fuente (Armstrong-Altrin *et al.*, 2015).

2.2.2 Mineralogía de las arenas

Cada playa y zona arenosa tiene su propia historia geológica que, al mismo tiempo, depende de su localización geográfica, de la dirección del viento y del movimiento de las corrientes marinas, entre otros factores.

La arena de las playas puede estar formada por restos orgánicos (conchas, esqueletos de otros animales, etc.) o por restos de rocas y minerales procedentes.

La gran mayoría de los minerales encontrados en la fracción arena gruesa son heredados del material original, por ello en todos los casos hay una clara dependencia entre la mineralogía de las arenas gruesas y el tipo de roca madre del suelo, los minerales que comúnmente se encuentran son: cuarzo, ortoclasa, microclina, plagioclasas, moscovita, biotita, dolomita, siderita, granates, distena, andalucita, estaurolita, turmalina, cloritoides, rutilo, piroxenos, anfíboles, ilmenita.

Existe un gran número de minerales diferentes que pueden encontrarse en las arenas y areniscas, pero los más comunes son: cuarzo, feldespato y las micas.

- a) Cuarzo: El cuarzo es el mineral más común, lo podemos encontrar como componente principal de las rocas graníticas, se encuentra en algunas rocas ígneas de composición intermedia y está ausente de los tipos de rocas ígneas básicas. Las rocas metamórficas como los gneises formados a partir de material granítico y muchas rocas metasedimentarias de grano grueso contienen una alta porción de cuarzo.
- b) Feldespato: el feldespato es muy común y se libera en grandes cantidades cuando los granitos, las andesitas, los gabros y algunos esquistos y gneises se descomponen. Sin embargo, el feldespato es susceptible a la alteración química durante la intemperie y, al ser más suave que el cuarzo, tiende a erosionarse y romperse durante el transporte. Los feldespatos solo se encuentran comúnmente en circunstancias en las que el desgaste químico de la roca no ha sido demasiado intenso y la vía de transporte ha sido demasiado corta. Los feldespatos de potasio son más comunes como granos detríticos, ya que son químicamente más resistentes cuando son sometidos a la intemperie.
- c) Micas: los dos minerales de mica más comunes, la biotita y la moscovita, son relativamente abundantes como granos detríticos, aunque la moscovita es más resistente a la intemperie. Derivan de rocas ígneas de composición granítica a intermedia y de esquistos y gneises donde se han formado como minerales metamórficos.

Otros minerales que se pueden encontrar en las arenas son los olivinos, piroxenos y las anfibolitas, minerales que comúnmente encontramos en rocas ígneas, los minerales de óxidos de hierro solo los encontramos cuando la fuente es cercana a la zona de deposición (Nichols, 2009).

2.2.2.1 Minerales pesados en arenas.

Los minerales comunes que se encuentran en las arenas tienen densidades de alrededor de 2.6 o 2.7 g cm^{-3} , normalmente las areniscas contienen una pequeña porción, comúnmente menos del 1% de minerales que tienen una mayor densidad. Estos minerales pesados tienen densidades superiores a 2.85 g cm^{-3} y tradicionalmente son separados de los minerales más ligeros al usar un líquido de esa densidad en el que los minerales comunes flotarían, pero la pequeña porción de minerales pesados se hundiría, los minerales

pesados son muy valiosos en estudios de procedencia por que pueden ser característicos de un área fuente en particular y, por lo tanto, son valiosos para los estudios de las fuentes de los detritos, los minerales pesados son: zircón, turmalina, rutilo ilmenita, magnetita, apatito, granate y una gran variedad de otros minerales accesorios metamórficos e ígneos (Nichols, 2009).

La composición de los minerales detríticos “pesados” o accesorios en sedimentos y rocas sedimentarias ha desempeñado un papel importante y complejo en la interpretación de la composición de los sedimentos. El zircón ha sido pieza importante para dicha interpretación debido a que es altamente resistente, se produce prácticamente en todos los depósitos sedimentarios y, por lo tanto, proporciona información importante para comprender la historia del origen del depósito (Fedo *et al.*, 2003). Otra característica importante es que el zircón cristaliza con una relación U/Pb extremadamente alto y retiene los productos secundarios de la desintegración radioactiva de U y Th, de modo que la matriz y la frecuencia de las edades U-Th-Pb medidas en las poblaciones de zircones detríticos proporcionan información sobre las edades de los elementos de la corteza en la fuente de origen, así como su vía clástica (Finch, 2003).

Feo-Codecido en (1956) propuso una asociación de minerales pesados en determinados tipos de roca, los cuales se puede observar en la Tabla 2.2. La asociación de minerales puede indicar condiciones de formación muy específicas las cuales se pueden asociar a rocas y ambientes determinados.

Tabla 2. 2 Asociación de minerales pesados en relación con su área fuente. Modificado de Arche (2010).

ASOCIACIÓN MINERAL	ÁREA FUENTE
Augita, cromita, diopsido, hipertena, ilmenita, magnetita, olivino, picotita, pleonasta	Roca ígnea máfica
Apatito, biotita, brokita, hornblenda monzonita, rutilo, titanita, turmalina (rosa), zircón	Roca ígnea sílica
Andalucita, condrotita, corindón, granate, flogopita, estaurolita, topacio, vesuvianita, wolastonita, zoisita	Rocas de bajo metamorfismo
Andalucita, cloritoide, epidota, granate, glaucofana, cianita, silimanita, estaurolita, titanita, zoisita-clinozoisita	Rocas de metamorfismo dinamo-térmico
Barita, óxidos- hidroxidos de hierro, leucóxeno, rutilo, turmalina (granos redondeados), zircón (granos redondeados)	Sedimentos retrabajados

2.3 GEOQUÍMICA

En geoquímica se usan las herramientas de la química para resolver problemas geológicos, es decir se emplea la química para entender la Tierra y cómo funciona. En un principio se definía a la geoquímica como la ciencia encargada de la descripción química de la Tierra, trata de describir la distribución de los elementos en la Tierra, actualmente la geoquímica se dedica a integrar los métodos de estudios químicos y geológicos. A través de la geoquímica, podemos cuantificar la escala de tiempo geológico, determinar las profundidades y temperaturas de las cámaras magmáticas, reconocer las plumas en el manto, se saben las temperaturas y presiones a la que se forman algunos tipos de roca metamórfica, el análisis geoquímico de material geológico se puede obtener mediante la determinación de la concentración de elementos mayores, elementos traza o su contenido isotópico.

Parte de los avances de la geoquímica se deben a la utilización de ésta en la exploración de depósitos minerales con fines económicos por medio de la búsqueda de anomalías, es decir, de concentraciones con gran discrepancia de las concentraciones medias en el planeta. En la Tabla 2.3 se pueden observar las concentraciones medias de elementos en la corteza terrestre en ppm.

Tabla 2. 3 Concentraciones medias de elementos en la corteza terrestre en ppm, según Taylor McLennan (1985). Modificado por Rudnick y Gao (2003).

ÓXIDOS	% EN PESO.	ELEM	PPB	ELEM	PPB	ELEM	PPB	ELEM	PPB	ELEM	PPB	ELEM	PPB
SiO₂	57.1	Li	1.3	Zn	80	Nb	8	Ba	250	Dy	3.7	Re	0.4
TiO₂	0.9	Be	1.5	Ga	18	Mo	1.0	La	16	Ho	0.78	Os	0.05
Al₂O₃	15.9	B	10	As	1.6	Pd	1	Ce	33	Er	2.2	Ir	0.10
FeO_T	9.1	Sc	30	Se	1.0	Ag	80	Pr	3.9	Tm	0.32	Au	3.0
MnO	0.18	V	230	Rb	0.05	Cd	98	Nd	16	Yb	2.2	Tl	360
MgO	5.3	Cr	185	Sr	37	In	50	Sm	3.5	Lu	0.30	Pb	8.0
CaO	7.4	Co	29	Y	260	Sn	2.5	Eu	1.1	Hf	3.0	Bi	60
Na₂O	3.1	Ni	128	Zr	20	Sb	0.2	Gd	3.3	Ta	0.8	Th	4.2
K₂O	1.3	Cu	75	Nb	100	Cs	1.5	Tb	0.60	W	1.0	U	1.1

La geoquímica en las areniscas normalmente se utiliza para determinar las condiciones de depósito y en ocasiones la procedencia de los sedimentos mediante el contenido de elementos mayores, elementos traza y tierras raras.

La composición de los elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) expresa el 1% en peso de su óxido más común, éstos elementos son la base de los principales minerales en la corteza y sus concentraciones suelen expresarse en porcentaje en peso (% en peso) de sus óxidos correspondientes. Los elementos mayores son comúnmente encontrados en los minerales formadores de rocas, dentro de la geoquímica juegan un papel muy importante en la construcción de diagramas binarios y terciarios para relacionar elementos, así como diagramas de fases los cuales pueden inferir las condiciones en las cuales se dio la cristalización de las rocas estudiadas (Velasco, 1996).

Los elementos traza y los isótopos son muy usados en las ciencias de la tierra, los elementos traza son incorporados selectivamente en las diferentes fases y se incorporan o excluyen con gran selectividad, por lo que son muy sensibles a los procesos de fraccionamiento, como resultado, el origen de los sistemas fundidos y los procesos evolutivos, pueden ser bien definidos utilizando a los elementos trazas, los que son clasificados en base a su comportamiento geoquímico (Toselli, 2010). Los elementos traza son aquellos presentes en concentraciones menores a 100 partes por millón (ppm) o 100 ppm, los elementos que se incluyen en este grupo son: Rb, Cs, Be, Ba, Sr, Y, La-Lu (serie de lantánidos), Th, Nb, U, Ag, B, Sn, Pb, Sb, Se, Te, Hg, Mo y Bi y en algunos casos también se consideran Pt y Au (Velasco, 1996). Algunos elementos traza se concentran en minerales accesorios como en el zircón.

Tierras raras es el nombre con el que se identifica a 17 elementos químicos, estos son el Escandio (Sc) y el Itrio (Y) y los 15 elementos del grupo de los lantánidos, de acuerdo con su masa atómica, las tierras raras se clasifican en tierras raras pesadas (HREE) (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) y tierras raras ligeras (LREE) (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu). En los últimos años las tierras raras y los elementos traza han sido muy utilizados en estudios de procedencia, debido a su corto tiempo de residencia en el agua de mar, lo cual permite preservar características específicas de su ambiente de formación y por qué los procesos secundarios como la diagénesis, no los afecta (Hernández *et al.*, 2018).

2.4 ZIRCONES

El zircón es un mineral accesorio común e importante, es decir que su presencia no es esencial para la clasificación de la roca, sin embargo, nos puede dar indicios para la caracterización geológica de la zona. Normalmente los minerales accesorios se encuentran

en pequeñas cantidades y en las rocas sedimentarias son principalmente minerales pesados, como es en este caso el zircón.

El zircón puede ser de origen magmático, hidrotermal o metamórfico, el zircón magmático proporciona un registro excelente y detallado de la historia de cristalización de los magmas ricos en sílice, mientras que el zircón hidrotermal se derrite durante la transición magmática-hidrotermal por lo que éste resulta de utilidad para fechar sucesos posteriores de filtración de fluidos e interacción agua-roca, el zircón metamórfico se forma en condiciones metamórficas como su nombre lo indica, mediante procesos que comúnmente registran el intercambio de isotopos de oxígeno con la roca o de fluidos de la roca huésped (Zhong *et al.*, 2018), es así como se originan los zircones, sin embargo también los encontramos en detritos, debido al proceso de sedimentación, esta se da debido a la pérdida de energía del medio de transporte, que hace que este se interrumpa, con lo que las partículas físicas que son arrastradas tienden a depositarse, como parte de los minerales detríticos son la consecuencia directa de la sedimentación de las partículas físicas arrastradas por agua, viento o incluso por hielo.

El zircón forma parte de los minerales detríticos pesados en sedimentos o rocas sedimentarias por lo cual ha desempeñado un papel prominente y complejo en la interpretación de la composición y la historia de los sedimentos, debido a que es altamente resistente en la superficie de la tierra, se produce prácticamente en todos los depósitos sedimentarios y por lo tanto, proporciona un vínculo crítico para comprender la historia de origen del depósito, siendo así el zircón detrítico una herramienta poderosa para comprender la procedencia y por lo tanto los sistemas de dispersión sedimentaria (Fedó, 2003). Los zircones en los sedimentos detríticos presentan ciertas características, se presentan como una especie en común, con variaciones muy considerables en la forma, el tipo de grano prevalece colorido, prismático con puntas piramidales (Milner, 1922).

Sircombe *et al.*, en (1999), habla de zircones detríticos en las arenas de playa, sin embargo, la edad de depósito de las arenas de playa recientes en todo el mundo nos dice que son más jóvenes que el último glaciar máximo, es decir, alrededor de más de 21,000 años, las edades de los zircones en las arenas de playa recientes y en depósitos de tipo placer, es siempre mayor, ya que dependen en gran medida de la edad de la procedencia donde se erosionaron en lugar de la deposición de los zircones. Si bien existen muchas limitaciones en la datación con zircón, la presencia de éste en casi todos los depósitos sedimentarios, incluidas las arenas de playa los convierte en un objetivo ideal para la datación precisa de

U-Pb. A su vez el zircón se ha considerado como un indicador potencial que funciona en la noción de que su química es lo suficientemente variable en diferentes rocas de origen para permitir su identificación. Por lo tanto, determinar la edad de U-Pb en el zircón detrítico se ha convertido en un método universal para rastrear la fuente de detritos en sedimentos y rocas sedimentarias (Tapia *et al.*, 2017). Parte de la utilidad del zircón para determinar la procedencia es debido a como incorpora elementos traza, especialmente los lantánidos, con una afinidad creciente por los elementos pesados de tierras raras (HREE). El Ce y el Eu se incorporan en el zircón de una manera diferente de acuerdo al estado de oxidación de cada elemento el cual se dicta de acuerdo a la cristalización fraccionada de cada elemento en la estructura del zircón (Farmer , 2012). El zircón puede incorporar una amplia gama de elementos traza dentro de su estructura cristalina, la composición de elementos traza dentro del zircón pueden proporcionar una ventaja para la movilidad del oxígeno fundido y/o fluido del cual precipitan y, por lo tanto, es de gran importancia en la exploración mineral de depósitos relacionados con la intrusión, por ejemplo: pórfidos de Cu (Zhong *et al.*, 2018). La abundancia de elementos traza y tierras raras en el zircón lo hace potencialmente útil para discriminar la posible fuente de procedencia (Armstrong-Altrin *et al.*, 2018). En los zircons la composición de los elementos traza varía significativamente según el proceso de formación. Los zircons cristalizados durante alta temperatura de metamorfismo tienen una composición similar a los zircons magmáticos: son ricos en U, Y, Hf y P tienen patrones de tierras raras (REE) en decaimiento con anomalías de Ce positivas y anomalías de Eu negativas, la diferencia entre los zircons magmáticos y los metamorfizados es su baja relación Th/U. Las propiedades físicas y químicas de los zircons y su capacidad para incorporar y retener elementos traza están determinados en gran medida por su estructura cristalina.

Hoskin e Ireland en 2000, sugirieron que la composición REE del zircón refleja, al menos en algunos casos, el crecimiento simultáneo de minerales como el granate (agotamiento de HREE), monzonita (agotamiento en LREE) o feldespatos (anomalía en Eu negativa), por lo cual parece posible que la composición de los elementos traza y los patrones REE del zircón pueden monitorear la paragénesis coexistente (Rubatto, 2002).

Una anomalía de Eu negativa es una característica muy común del zircón en las rocas graníticas, se ha sugerido que la anomalía negativa de Eu en zircón se debe a su coexistencia con feldespato potásico, una anomalía negativa de Eu pequeña es más pequeña en el zircón de las muestras de facies de eclogita que en zircons magmáticos.

La pequeña anomalía de Eu es independiente del tipo de roca y parece ser una característica de zircones metamórficos en rocas eclogíticas. La aparente disminución de la anomalía Eu en estos zircones coincide con el hecho de que las rocas nunca sufrieron un derretimiento parcial (Rubatto, 2002).

El zircón es muy importante en la datación U-Pb, debido a la capacidad que posee para incorporar los isótopos de uranio ^{235}U y ^{238}U dentro de su estructura lo cual lo hace de gran utilidad para las determinaciones radiométricas de edad.

2.4.1 Composición y estructura química de los zircones

El zircón es un mineral que se encuentra dentro del grupo de los silicatos; específicamente dentro del grupo de los nesosilicatos. El zircón comúnmente contiene significativas cantidades de Hf, el cual se encuentra sustituyendo átomos de Zr, y una variedad de tierras raras u otros elementos los cuales se encuentran en pequeñas cantidades. La desintegración radiactiva de U, Th, y otros elementos radiactivos causa una alteración de la red cristalina y da como resultado un zircón metamórfico (Nesse, 2004).

La zonación química es característica de los zircones magmáticos y es observable por medio de black-scattered electron (BSE) y catodoluminiscencia (CL) (Fig. 2.9). La zonación puede indicar características del ambiente de cristalización; es decir, la composición del magma, así como la temperatura y los cambios que sucedieron en éste debido a distintos procesos incluyendo la cristalización fraccionada (Fig.2.9). Una característica importante del zircón es la capacidad que posee para incorporar elementos traza en su estructura cristalina, así como una gran influencia en el comportamiento de elementos de tierras raras, Y, Th, U, Nb y Ta, los grandes radios iónicos y su alta carga, hacen que estos elementos sean incompatibles en muchos minerales, en el zircón generalmente se incorporan durante la cristalización tardía, ya que la estructura cristalina del zircón acomoda proporciones muy diversas de elementos traza, la abundancia de los elementos traza en el zircón es potencialmente útil para distinguir zircones de diferentes fuentes (Belousova *et al.*, 2002).

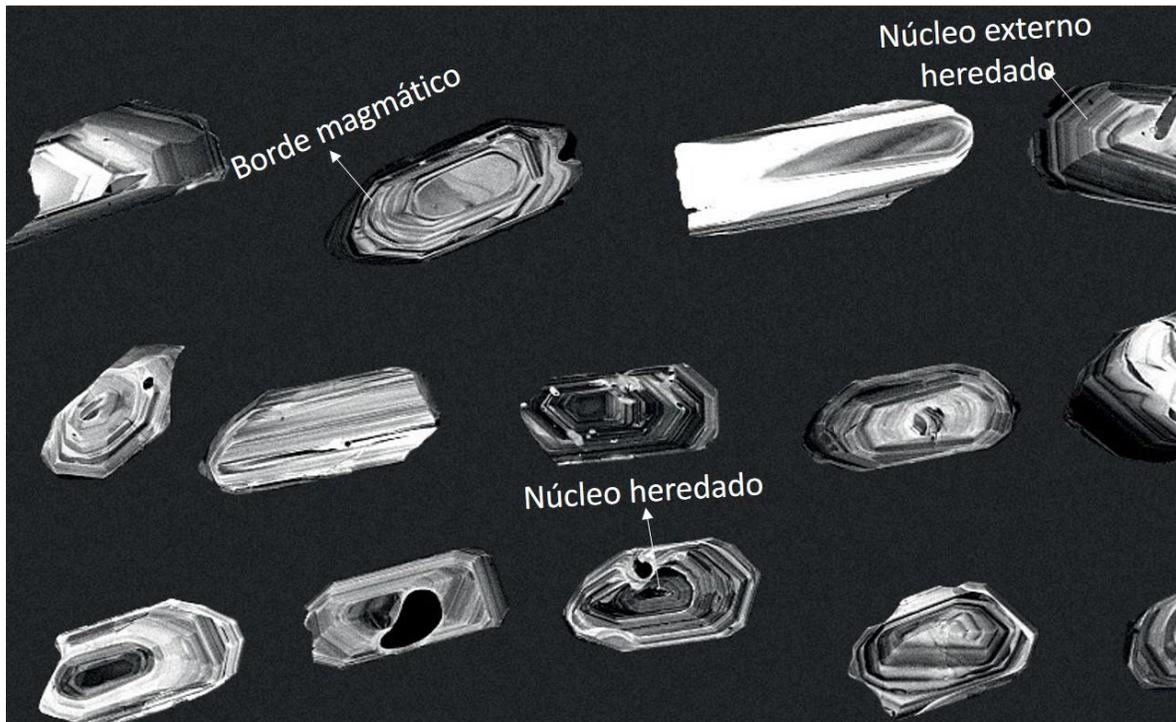


Figura 2. 9 Zoneamiento en zirrones, se puede observar núcleo heredado y bordes magmáticos. Modificado de Zolnerkevic, (2012).

El zircón es un geocronómetro único, esto se debe a la dureza que presenta, si la roca huésped donde se encuentra sufre metamorfización o sufre alguna alteración mecánica, este permanece intacto. Los zirrones tienen un alto contenido de U (generalmente >100 ppm). Su estructura cristalina es compacta, una vez que se encuentra cristalizado, el U se queda adentro, y también el Pb.

No contiene Pb inicial, su relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es ≥ 1000 . Con la cantidad de ^{204}Pb se estima el contenido de Pb común, en cuanto a la temperatura para el sistema U-Pb $\sim 800^\circ\text{C}$. Cristaliza en la mayoría de los magmas, por lo tanto, se puede fechar edades de cristalización o de metamorfismo de alto grado.

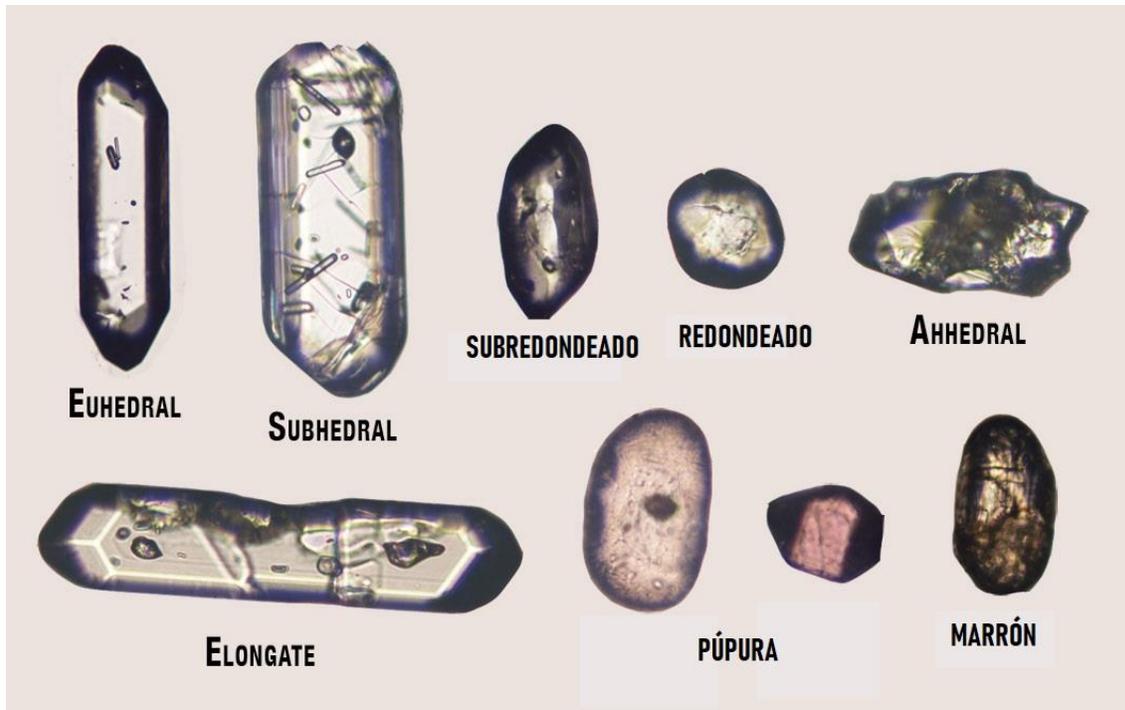


Figura 2. 10 Variedades de zircones, modificado de Southeast Asia Research Group (2010).

2.4.2 Propiedades de los Zircones

La composición química indica que es un silicato de zirconio, $(SiO_4)Zr.ZrO_2 = 67.2\%$; $SiO_2=32.8\%$

La cristalografía del zircón es tetragonal; bipiramidal ditetragonal. Los cristales presentan generalmente una combinación sencilla de prisma y bipirámide de segundo orden. Se presenta en varias tonalidades pardas; también incoloro, gris, verde, rojo, generalmente translúcido; en algunos casos transparente.

El zircón es reconocido generalmente por sus cristales característicos, color, brillo, dureza y gran peso específico, así como infusible e insoluble. El zircón es un mineral accesorio que se puede encontrar en todo tipo de rocas ígneas. Es especialmente frecuente en las del tipo ácido como granito, granodiorita, sienita, monzonita. Es el primer silicato que cristaliza de un magma comúnmente en gneis, etc. Frecuentemente en granos redondos en las arenas de los ríos y de las playas; muchas veces junto al oro (Hurlbut, 1960). Presenta una alta resistencia mecánica y química. Es uno de los minerales detríticos más extendidos y abundantes y casi siempre resiste a la destrucción debido a la erosión y deposición. El

zircón es un común mineral detrítico el cual puede ser encontrado en una gran variedad de sedimentos clásticos como parte de los minerales pesados (Nesse, 2004).

2.4.3 Propiedades ópticas de los Zircones

El color en lámina delgada va de incoloro a colores pálidos, normalmente se encuentra en cristales diminutos de hábitos prismático corto. Con frecuencia está en forma de inclusiones y puede ser rodeado de halos pleocroicos. Su relieve es muy alto y con una birrefringencia muy fuerte, su extinción es paralela, el zircón se distingue del apatito por tener una birrefringencia más fuerte y un relieve más alto. Se puede separar de las rocas machacadas con bromoformo o cualquier otro líquido pesado (Keer, 1965).

2.5 GEOCRONOLOGÍA:

El estudio de la tierra implica determinar la sucesión de sucesos geológicos a través de inmensos periodos de tiempo.

La geocronología, es un campo de investigación científica relacionado con la determinación de edad y la historia de las rocas. Tales determinaciones de tiempo se realizan y el registro de eventos geológicos del pasado se descifra mediante el estudio de la distribución y la sucesión de los estratos de roca, así como el carácter de los organismos fósiles conservados dentro de los estratos.

La superficie de la Tierra es un complejo mosaico de exposiciones de diferentes tipos de rocas que se ensamblan en una asombrosa variedad de geometrías y secuencias. Las rocas que se encuentran en gran cantidad en afloramientos rocosos o en algunos casos en secuencias poco profundas contienen ciertos materiales o información mineralógica que pueden proporcionar información sobre su edad.

Durante años, los investigadores determinaron las edades relativas de los estratos de las rocas sedimentarias sobre la base de sus posiciones en un afloramiento y el contenido fósil de la misma. Basándose en el principio de la superposición, la capa más antigua dentro de una secuencia de estratos está en la base y las capas son progresivamente más jóvenes en orden ascendente (Olson *et al.*, 2016).

Los isótopos de cualquier elemento particular pueden fraccionarse sólo en base a diferencias de masa. La distribución isotópica puede también resultar del decaimiento

radiactivo de elementos que químicamente se fraccionan tempranamente y permiten interpretar la historia del sistema rocoso (Toselli, 2010).

Para datación de material geológico existen diversos métodos, estos métodos pueden ser considerados como relativos y absolutos, los métodos relativos son utilizados para áreas y periodos cortos de tiempo y la datación absoluta es válida para cualquier periodo y área de tiempo (Zavala, 2018).

Datación absoluta: Mediante este tipo de datación es posible obtener fechas absolutas, es decir fiables, para los acontecimientos del pasado geológico; estos métodos proporcionan edades numéricas, los métodos de datación absoluta utilizan elementos radioactivos que son: las varvas, la dendrocronología, la densidad de cráteres, la exposición a rayos cósmicos las huellas de fisión, la termoluminiscencia y la datación absoluta con radiactividad o radiométrica; esta última, es la más utilizada actualmente ya que es la que nos permite medir con más precisión.

Datación radiométrica: Todas las edades absolutas se basan en el decaimiento radioactivo, un proceso por el cual un isótopo específico de un átomo se convierte en otro a un ritmo constante y conocido.

La mayor parte de los elementos existen en diferentes formas atómicas que son idénticas en sus propiedades químicas, pero difieren en el número de partículas neutras en el núcleo. Para un mismo elemento, estos átomos se llaman isótopos, como su masa es diferente, su relativa abundancia se determina en un espectrómetro de masas, así el decaimiento radioactivo puede ser observado en el laboratorio por:

- a) Un medidor de radiaciones como un contador Geiger, que detecta el número de partículas de alta energía emitido por la desintegración de átomos en una muestra de material geológico.
- b) Un espectrómetro de masas, que permite la identificación de los átomos formados por un proceso de decaimiento de la muestra.

Las partículas obtenidas por este proceso son parte de un profundo cambio en el núcleo. Como consecuencia de la pérdida de masa y energía, el átomo radioactivo se convierte en un átomo de un elemento diferente (Aznar, 2012). Un término importante es la vida media (T o $T_{1/2}$) de cada elemento radiactivo (Tabla 2.4), la cual se define como el tiempo que

toma para que la mitad de un isotopo radiactivo se desintegre, independientemente de la masa (cantidad) del elemento presente y se representa con la siguiente ecuación:

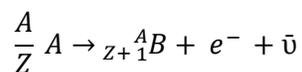
$$T_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{\lambda} = 0.693\tau$$

Tabla 2. 4 Esquemas de decaimiento radioactivo natural comúnmente más utilizados en geociencias modificado de Schaefer (2016).

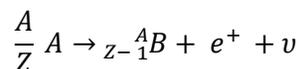
Isótopo padre	Isótopo hijo	Modo de decaimiento	Cte. Decaimiento (λ) en años	Vida media $T_{\frac{1}{2}}$ en años	Normalización del isótopo
40K	40Ar	$\beta^{-}, \beta^{+}, \text{captura } e^{-}$	0.581×10^{-10}	1.25×10^9	39Ar
87Rb	87Sr	β^{-}	1.42×10^{-11}	48.8×10^9	86Sr
147Sm	143Nd	α	6.54×10^{-12}	106×10^9	144Nd
238U	206Pb	Princip. α	0.155×10^9	4.468×10^9	204Pb
236U	207Pb	Princip. α	0.985×10^{-9}	0.704×10^9	204Pb
232Th	208Pb	Princip. α	0.049×10^{-9}	14.01×10^9	204Pb
176Lu	176Hf	β^{-}	1.867×10^{-11}	37.1×10^9	177Hf
187Re	187Os	β^{-}	1.666×10^9	45.6×10^9	188Os

En la actualidad se han propuesto 4 tipos de radiación durante la desintegración radiactiva.

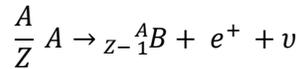
Radiación β^{-} : esta se da con la emisión espontanea de un electrón, así como un protón y para cumplir con la ley de la conservación de la energía y la masa se asume que se emite un antineutrino. La masa atómica se conserva, el número atómico del átomo resultante se incrementa en uno y el número de neutrones disminuye en uno.



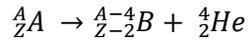
Radiación β^{+} : esta radiación el núcleo emite un positrón y un neutrino (ν):



Dicha radiación es muy parecida al decaimiento por captura de electrones, donde un protón captura un electrón, emitiendo un neutrino y formando un neutrón:



Decaimiento α este surge cuando el núcleo expulsa iones de He^+ (específicamente en $\frac{4}{2}He$ y se genera calor, solo ocurre en elementos con un número atómico relativamente alto:



Fisión espontánea este proceso es producido cuando los neutrones llegan a su máxima energía, causando que el núcleo se divida en dos partes y varios neutrones. La emisión de los neutrones puede provocar que el proceso se replique causando una reacción en cadena (Zavala, 2018).

Existen diversas series de decaimiento radiactivo en geoquímica, algunas de las series más utilizadas son:

- K-Ar y Ar-Ar. Donde el isótopo $40K$ decae a $40Ar$, este ejemplo de decaimiento es el que comúnmente se ocupa en geociencias
- Rb-Sr. El $87Rb$ decae $87Sr$ mediante radiación, Rb es un metal alcalino el cual es altamente compatible en los sistemas magmaticos y metamórficos.
- Lu-Hf. En esta serie el $176Lu$ decae a $176Hf$ se aplica a zircones y procesos metamórficos
- U-(Th)-Pb. El $235U$ decae para formar isotopos de $207Pb$ y el decaimiento de $238U$ produce $206Pb$, los datos geocronológicos son de alta precisión.

La relación isotópica U-Pb es de las más utilizadas en la actualidad debido a las ventajas que esta representa, como las vidas medias de los isotopos, que permiten una calibración de alta precisión, el decaimiento se puede considerar como geológicamente instantáneo, además de que se encuentra presente en una gran variedad de minerales como zircón, monacita, titanita baddeleyita, siendo el zircón el más adecuado para este tipo de estudios geocronologicos (Schaefer, 2016).

La geocronología U(Th)-Pb en zircones es posiblemente el método isotópico más fuerte para cuantificar la escala de tiempo geológica, basado en la desintegración radiactiva de U y Th a Pb (Dickin, 2005). El plomo cuenta con 4 isotopos estables de los cuales solo el $204Pb$ no es radiogénico, los otros son producto del decaimiento final de tres cadenas complejas de uranio (U) y torio (Th). Sin embargo, los miembros intermedios de cada serie

son relativamente efímeros, por lo que generalmente puede ignorarse cuando se trata de escalas de tiempo geológicas de millones de años (Dickin, 2005).

Las ecuaciones de desintegración se pueden usar para construir diagramas isócronos y, por lo tanto, para fechar rocas.

$$\left(\frac{206_{Pb}}{204_{Pb}}\right)_P = \left(\frac{206_{Pb}}{204_{Pb}}\right)_I + \left(\frac{238_U}{204_{Pb}}\right)(e^{-\lambda_{238t}} - 1)$$

$$\left(\frac{207_{Pb}}{204_{Pb}}\right)_P = \left(\frac{207_{Pb}}{204_{Pb}}\right)_I + \left(\frac{235_U}{204_{Pb}}\right)(e^{-\lambda_{235t}} - 1)$$

En un principio, los métodos U-Pb se emplearon tan solo en minerales de uranio, hoy se mide la relación Pb207/Pb206 en rocas sedimentarias, como las calizas, se obtienen dataciones muy precisas con márgenes de error de solo 1 o 2 millones de años para rocas arcaicas (Rojas, 2008), actualmente el zircón es el mineral comúnmente más utilizado para este método, debido a la alta temperatura que presenta al finalizar para el U y su baja partición para Pb (Solari *et al.*, 2009).

2.5.1 Geocronología U-Pb en zircones

El zircón es un mineral accesorio que se puede encontrar en una amplia gama de rocas. Durante su formación este incorpora pequeñas cantidades de Uranio (U) y Torio (Th), dentro de su estructura cristalina y excluye al Plomo. Con el paso del tiempo el U y Th decaen a cierto grado de estabilidad, causando la acumulación de Pb radiogénico el cual es la base para la determinación exacta y precisa de la edad del zircón (Solari *et al.*, 2009).

La importancia de este mineral accesorio reside en la combinación de su tendencia a incorporar oligoelementos, su durabilidad química y física y su notable resistencia al equilibrio difusivo a altas temperaturas, aunque la abundancia del zircón es comúnmente baja, puede afectar fuertemente el comportamiento de muchos oligoelementos durante la cristalización del magma, y la compresión de su variación compositiva es por lo tanto importante para la modelización petrológica. La datación U-Pb en zircones detríticos ya se usa ampliamente en estudios de procedencia de sedimentos. Los datos isotópicos obtenidos de zircones proporcionan una herramienta poderosa para el estudio de la evolución de la corteza, al agregar otra dimensión a la geocronología. Si se puede reconocer el tipo original de roca madre de zircones detríticos en concentrados de minerales

pesados, podría agregar otra capa de información a dichos estudios de procedencia y mejorar en gran medida su interpretabilidad.

El zircón puede tener una influencia significativa en el comportamiento de los elementos de tierras raras, Y, Th, U, Nb y Ta. Sus grandes radios iónicos y alta carga hacen que estos elementos sean incompatibles con muchos silicatos formadores de rocas y generalmente se concentran en los derretimientos residuales y se incorporan en el zircón de cristalización tardía, ya que la estructura cristalina del zircón acomoda proporciones de oligoelementos muy variables. La abundancia y las proporciones de estos oligoelementos son potencialmente útiles para distinguir zircones de diferentes fuentes (Belousova *et al.*, 2002).

Existen dos metodologías básicas para la datación U-Pb de zircones: espectrometría de masas por ionización térmica por dilución isotópica (ID-TIMS) y las técnicas de microhaz. La mejor precisión alcanzable es obtenida mediante ID-TIMS, el cual permite determinar la edad con un rango de $\pm 0.1-0.2\%$ (2s) en algunos cristales individuales. La desventaja de esta técnica es que lleva mucho tiempo y requiere una laboriosa preparación química en un entorno ultra-limpio para garantizar el funcionamiento, mientras que las técnicas de microhaz requiere una preparación mínima de la muestra, es decir SHRIMP e ICP-MS, ambos sistemas son capaces de análisis in situ de un área pequeña del cristal pulido para que así el zircón pueda ser utilizado posteriormente para otros estudios. Sin embargo, puede realizarse esta técnica sin la necesidad de pulir los zircones. Ambas técnicas ofrecen un alto rendimiento a un bajo costo (Solari *et al.*, 2009).

2.5.2 Técnicas utilizadas para la datación

2.5.2.1 Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS)

Es una herramienta microanalítica especialmente adecuada para proporcionar resultados geocronológicos U-Pb de una manera rápida y precisa en los granos de zircón (Solari *et al.*, 2009).

El ICP-MS es altamente sensible y capaz de determinar de forma cuantitativa casi todos los elementos presentes en la tabla periódica que tengan un potencial de ionización menor que el potencial de ionización del argón a concentraciones muy bajas. Es usado directamente en la medición isotópica y elemental de muestras sólida. Los fotones del sistema láser son enfocados dentro de un pulso energético de alto poder que interactúa con la superficie de la muestra, removiendo pequeñas partículas, átomos, iones de la superficie de la muestra

formando un aerosol que es transportado por medio de un gas inerte como el He un poco de N_2 para incrementar la temperatura del plasma. Después de la vaporización, atomización, ionización de las partículas en el ICP se utilizan distintos tipos de analizadores (magnéticos o cuadrupolares) para separar cada isótopo en función de su masa nominal y carga.

El protocolo analítico desarrollado en el laboratorio permite la detección secuencial de isótopos de U (Th)- Pb, tierras raras (REE) así como Si, P, Ti, Y, Zr, Nb y Hf. Las concentraciones elementales obtenidas son consistentes con los valores aceptados de los materiales de referencia del zircón (Pérez *et al.*, 2010).

Una de las ventajas de ICP-MS es el tiempo de análisis, el cual es mucho más rápido, facilitando con algunos instrumentos por tener suficiente dispersión y suficientes colectores para poder medir U y Pb simultáneamente. Sin embargo, una desventaja sería es que ionización con plasma implica altas velocidades de flujo de gas Ar, a presión atmosférica y a alta temperatura, lo cual da como resultado altos niveles en los antecedentes de Pb y Hg (el cual interfiere con el ^{204}Pb) (Gehrels, 2012).

2.6 CATODOLUMINISCENCIA

La catodoluminiscencia (CL) es una técnica no destructiva de gran importancia para determinar la estructura interna de distintos materiales. Es común que los cristales naturales presenten defectos, que actuarán como zonas en que se absorbe de forma preferente la energía del haz de electrones. De este modo, los dominios de imperfección se convierten en centros de luminiscencia. La intensidad de CL depende de la densidad de corriente sobre la muestra y de la diferencia de potencial aplicada. Una ventaja adicional de la CL es la posibilidad de obtener información a profundidad, variando la energía del haz de electrones (Correcher *et al.*, 2015).

2.6.1 Catodoluminiscencia en zircones.

La catodoluminiscencia ha demostrado ser una herramienta muy poderosa para la investigación de zircones, este metodo proporciona imágenes de alta resolución de la estructura interna del zircón la cual no puede ser detectada mediante otras tecnicas.

El zircón comunmente se encuentra como mineral accesorio en la mayoría de las rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias es por eso que la catodoluminiscencia es importante para la interpretación de la geocronología U-Pb ya que obtiene datos

convencionales de análisis de múltiples y únicos granos, así como análisis de micosondas de iones (Kempe *et al.*, 2000). Las imágenes de catodoluminiscencia y luz reflejada se obtienen con el propósito de caracterizar la estructura interna de los zircones y elegir los sitios potenciales para los análisis de U-Pb, observando el zoneamiento relacionado a los cambios de composición química para poder detectar posibles inclusiones, sobrecrecimientos metamórficos o herencias que cambiarían el sentido de la interpretación de los datos analíticos (Ortega, 2017).

CAPITULO III MARCO GEOLOGICO

3.1 GEOLOGÍA

El Campo Volcánico de los Tuxtlas (CVT) se encuentra localizado en el sureste de las costas del Golfo de México, en el estado de Veracruz, esta área ha sido de gran interés geológico debido a sus erupciones en 1664 y 1793, las cuales demostraron que las lavas en el Campo Volcánico de los Tuxtlas eran predominantemente basálticas, en contraste a la composición andesítica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM).

Las rocas del CVT tienen un carácter alcalino, a diferencia de las del FVTM, concluyendo que tanto las series alcalinas como las toleíticas están presentes. También se ha debatido mucho sobre si el magmatismo proviene de la subducción de la placa de Cocos en el sureste de México o está relacionado a la tectónica extensional a lo largo del Golfo de México.

El magmatismo del CVT está relacionado con el mismo proceso de subducción de la FVTM, aunque existe una discusión ya que también se cree que el CVT pertenece a una provincia separada denominada la "Provincia Alcalina Oriental" en la cual el magmatismo alcalino se desarrolló a lo largo de fallas extensionales adyacentes al Golfo de México, sugirieron que el magmatismo en esta provincia ha progresado hacia el sur desde cerca de la frontera de los Estados Unidos de América durante el Mioceno hasta la CVT durante el período Plio-Cuaternario y concluyó que no existe una relación genética entre "La provincia alcalina oriental" y la FVTM.

Hay dos factores que argumentan que la CVT está relacionado a la subducción, un factor radica en que la placa subducida puede identificarse sísmicamente a profundidades de 100-200 km al sureste del CVT y el segundo factor es el notable agotamiento en los elementos de gran intensidad en campo en relación con los elementos litófilos con gran carga iónica, según al estudio que realizó (Nelson,1992), este agotamiento es una característica típica de los magmas que se encuentran relacionados con la subducción y se cree que es causado por el metasomatismo del manto por los fluidos de la placa subducida, además las rocas de la Sierra de Tamaulipas en la parte norte de la Provincia alcalina del este, las cuales se encuentran alejadas de la configuración tectónica relacionada con la subducción, no muestran una firma relacionada con la subducción, lo que indica que la fuente de estos magmas es diferente de la fuente de los magmas del CVT (Nelson, 1992).

La provincia del CVT, está formada por rocas ígneas extrusivas del Mioceno al reciente de afinidad principalmente calco-alkalina, formando aparatos volcánicos compuestos que alcanzan altitudes de hasta 1,600 m, que contrastan con la planicie del Golfo de México (PEMEX, 2010). Los aportes fluviales han generado una gran llanura, las emisiones volcánicas han creado el macizo mencionado constituido de estructuras volcánicas. Según López Ramos en 1983, el vulcanismo en los Tuxtlas se remota hasta el Oligoceno y depósito del Mioceno inferior, constituidas por arcillas tobáceas y areniscas, la actividad volcánica ha continuado hasta tiempos recientes, con erupciones registradas en 1664 y 1793 (Alvarez, 2003).

La geología que presenta el área es de un intenso vulcanismo que ha producido basaltos, es una zona montañosa con volcanes, los más destacados son: los volcanes Santa Marta, Yohualtapa y el volcán San Martín, los volcanes Santa Marta y Yohualtapa forman parte de las sierras de Santa Marta, se encuentran representadas por andesitas y tobas andesíticas, también forman parte las brechas volcánicas basálticas, basaltos y las andesitas, el volcán San Martín representa las rocas basálticas. El relieve que se ha formado en esta zona ha permitido crear corrientes de agua, playas y acantilados. Las corrientes en la parte norte del área fluyen directamente al Golfo de México (CGC, 2004).

Los sedimentos marinos que afloran en la región de los Tuxtlas, corresponden al Terciario superior, presentan extensos depósitos volcánicos, los cuales se presentan como una cubierta de material piroclástico muy gruesa.

El área de los Tuxtlas presenta materiales volcánicos, que corresponden a basaltos de olivino y piroxeno, basaltos nefelíticos, basanitas y en menor proporción andesitas. La datación de algunas muestras se hizo mediante el método radiométrico de potasio-argón (K-Ar), sus datos revelaron que el evento volcánico se inició en el Mioceno Superior (5.8 Ma) y que la extrusión de material andesítico se restringe a los 2.6 ± 0.132 m.a. También se confirmó el carácter alcalino de los depósitos volcánicos. Autores como Nelson *et al.*, (1992) y Aguilera en (1988) hicieron determinaciones de edad mediante el método (K-Ar) en diferentes muestras de lava reportando edades de 0.8 ± 0.1 Ma en su muestra más joven mientras que (Aguilera, 1988) reporta edades de 0.80 ± 0.04 , 0.38 ± 0.02 , 0.3 ± 0.2 y 0.21 ± 0.01 m.a. (Alvarez, 2003). La zona de estudio entra en la Provincia de la Llanura Costera del Golfo de México, en la Subprovincia de la Sierra de los Tuxtlas, ésta es una llanura costera de fuerte aluvionamiento por parte de los ríos más caudalosos del país tales como el Papaloapan y el Coatzacoalcos, la mayor parte de su superficie, con excepción de la

región de los Tuxtlas, está muy próxima al nivel del mar y cubierta de material aluvial (Cárdenas *et al.*,1994).

Debido a la ubicación del CVT este se encuentra dentro de la provincia petrolera “Cuenca de Veracruz” esta provincia paso por una etapa de rift del Triásico al Jurásico medio y se deriva del Jurásico Medio hasta principios de Cretácico Temprano. Del Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío ésta área fue parte de la margen pasiva del Golfo de México. Del Cretácico más tardío al Eoceno, la deformación Laramídica creo el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre oriental y esta carga tectónica originó una antefosa o cuenca de antepaís, cuyo relleno representa en sentido estricto la cuenca terciaria de Veracruz. La subsidencia de esta antefosa continuó hasta el Mioceno probablemente como un efecto conjunto de subsidencia por flexura, así como por transtensión lateral izquierda. Con el desplazamiento del bloque Chortis hacia el sureste y el establecimiento del centro de expansión Cocos-Nazca en el Pacífico, se produjo durante el Mioceno una reorganización del sistema de subducción en el sur de México, dando inicio una subducción subhorizontal que produjo una reorientación del arco volcánico y la formación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Con esta reconfiguración, la Provincia de Veracruz pasó en el Mioceno medio de un régimen de antefosa de retroarco a un régimen tectónico de prearco o antearco, quedando ubicada entre la trinchera al suroeste y el arco volcánico al norte, éste último representado por la Faja Volcánica Trans-Mexicana, la cuenca quedó sujeta a esfuerzos compresivos y transpresivos, principalmente en el Mioceno medio y temprano, la deformación compresiva provoco levantamiento y erosión de las rocas del Paleoceno al Mioceno medio (Schlumberger, 2009).

3.1.1 Golfo de México.

La geología del Golfo de México es compleja y está relacionada con una compleja evolución tectónica. La apertura del Golfo comienza con la disgregación de Pangea hace 230 millones de años.

La sedimentación en esta depresión con el depósito de lechos rojos continentales durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, después de lo cual, durante el Calloviano, se produce una invasión por aguas marinas provenientes del Pacífico que cubren una extensa zona con poca circulación, poco tirante de agua y alta evaporación, condiciones que favorecen el depósito de grandes volúmenes de sal en la zona central de la cuenca. Desde el jurásico tardío hasta el cretácico tardío la sedimentación estuvo dominada por carbonatos, cambiando a clásticos a principios del Paleógeno a causa de la Orogenia

Laramide, evento tectónico que formó la Sierra Madre Oriental. Durante el resto del Paleógeno la sedimentación clástica se fue alojando en grandes depocentros formados en el antepaís de la Sierra Madre Oriental y en las porciones sur y suroccidental del Golfo de México, en donde el Macizo de Chiapas aportó un gran volumen de sedimentos, mientras que sobre el Bloque Yucatán continuaba el depósito de carbonatos de plataforma somera. En el Mioceno medio, durante el Serravaliano, la compresión derivada del movimiento lateral del Bloque Chortis y de la subducción de la Placa de Cocos contra la terminación meridional de la Placa de Norteamérica, formó los pliegues y fallas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal sobre un desprendimiento al nivel de la sal calloviana; posteriormente estas estructuras se bascularon hacia el Noroeste, cuando la sal se movilizó hacia el norte, en la figura 3.1 se puede ver la litología del Golfo de México por periodos geológicos a grandes rasgos. El cambio de posición de la masa de sal generó nuevos depocentros y minicuevas, controlados por fallas convergencia hacia las partes más profundas del Golfo de México y por fallas antitéticas regionales, que limitan las Cuencas del Sureste. El movimiento gravitacional de los depósitos cenozoicos causó finalmente inversión tectónica en las cuencas neógenas, siendo esta más evidente en la Cuenca de Macuspana (Padilla, 2007).

La Playa Montepío se encuentra en la región de los Tuxtlas, al sureste del Golfo de México, la cual de acuerdo a la Figura 3.1 se encuentra en una zona de rocas volcánicas con una edad Plioceno-Holoceno.

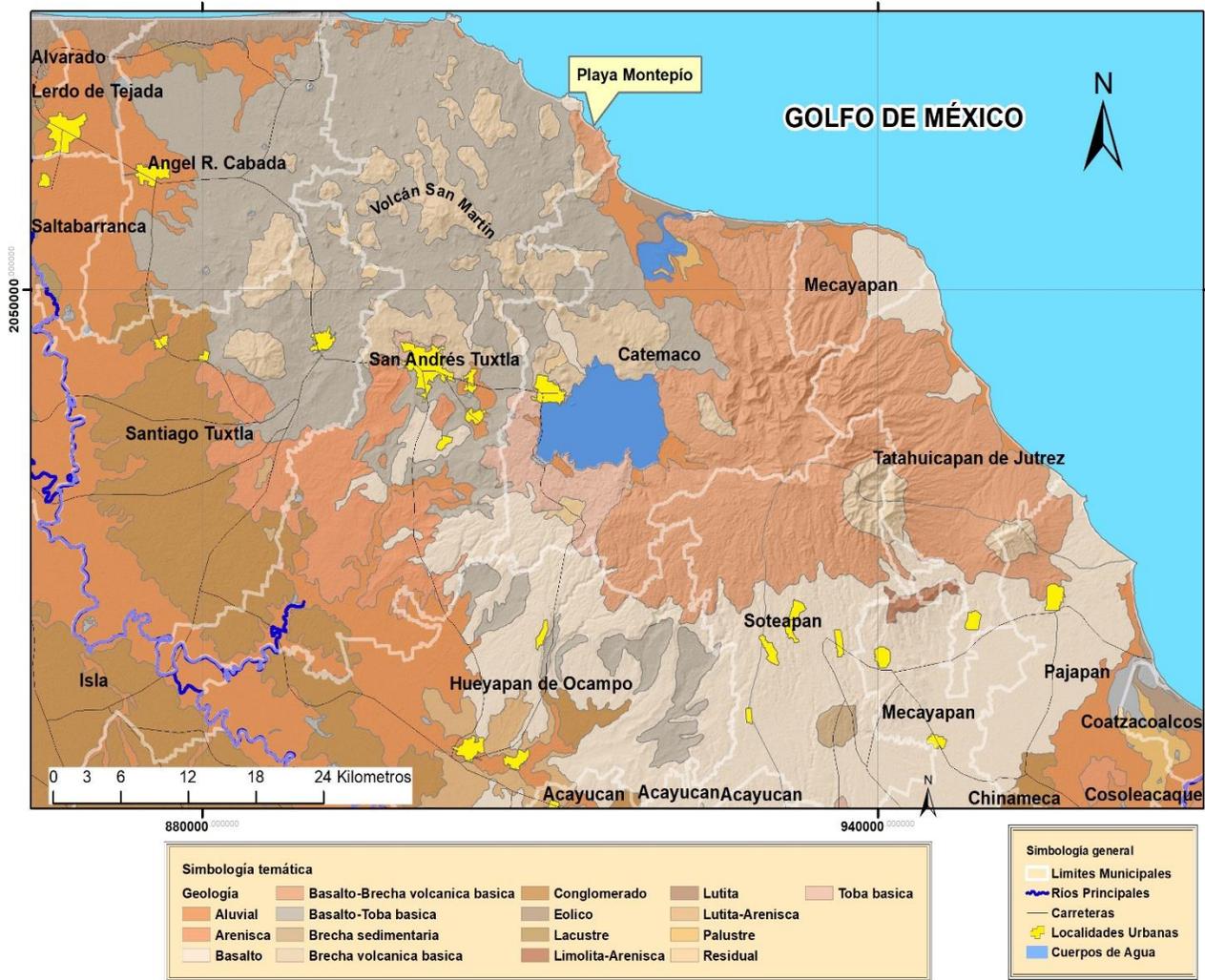


Figura 3. 1 Mapa de litología del Golfo de México. Modificado de (Armstrong-Altrin *et al.*, 2015).

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una provincia fisiográfica que se extiende por ~1,100 km a lo largo de la costa pacífica del sur de México, desde la ciudad de Puerto Vallarta hasta el Golfo de Tehuantepec, esta provincia está compuesta por bloques corticales distintos, delimitados por fallas principales, y caracterizado por conjuntos litológicos diferentes, subdividieron la SMS en terrenos tectono-estratigráficos, que estarían caracterizados por historias sedimentarias y tectónicas diferentes, para ser amalgamados sucesivamente, durante el Paleozoico y el Mesozoico, mediante acreciones múltiples, a lo largo de la margen continental pacífica de Norte América. En la última década, el detalle creciente en la estratigrafía y las estructuras mayores del sur de México ha llevado a muchos autores a modificar parcialmente la distribución y la nomenclatura de los terrenos del sur de México.

3.1.2 Oaxaquia

El microcontinente Oaxaquia está compuesto por rocas de la corteza continental media e inferior, metamorfoseadas en facies granulítica. En el complejo Oaxaca, Solari *et al.*, en 2003, han reportado para estas rocas edades U-Pb en zircón de ~1,300 y ~1,012 Ma respectivamente, que han sido interpretadas por estos autores como edades del protolito, indicando una clara afinidad grenviliana. En el sur de México, el complejo Oaxaca está cubierto en discordancia por rocas sedimentarias y volcánicas, tanto marinas como continentales, para las cuales han reportado edades comprendidas entre el Cámbrico y el Cenozoico.

3.1.3 Faja Volcánica Transmexicana

La provincia geológica denominada como la Faja Volcánica Transmexicana (FTVM) comúnmente se define como un arco magmático continental, constituido por cerca de 8,000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, que se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz como se ve en la Figura 3.2. De acuerdo a sus características geológicas y tectónicas se ha dividido en tres porciones: una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima; una porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y una porción oriental entre éste sistema y la costa del Golfo de México.

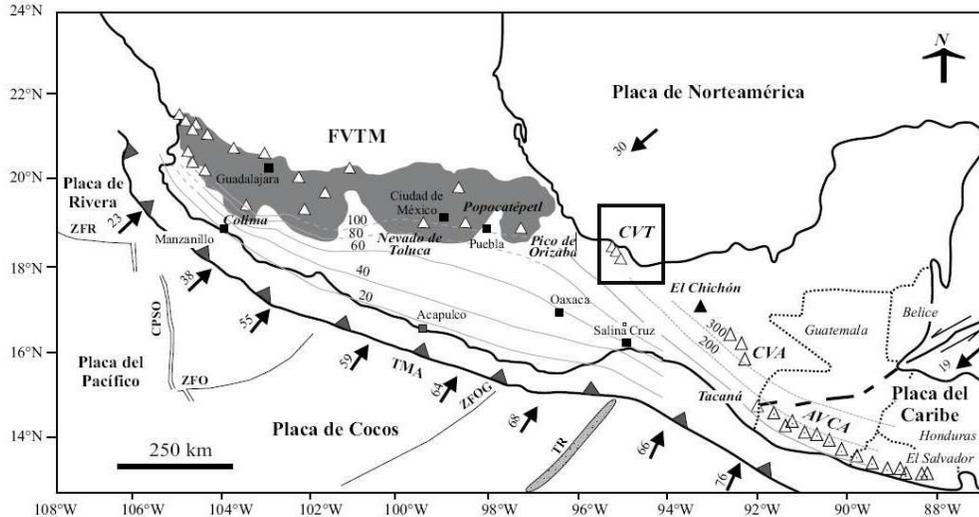


Figura 3. 2 Estructuras volcánicas de la Faja Volcanica Transmexicana y donde se puede apreciar el Campo Volcánico de los Tuxtla (CVT), modificado de (Macías, 2005).

El campo volcánico de los Tuxtlas está localizado en el Golfo de México, ésta área es atractiva para los geólogos debido a las erupciones volcánicas ocurridas en 1664 y 1793.

3.1.4 Macizo de Chiapas

El complejo Macizo de Chiapas es uno de los complejos ígneos más grandes de México, con una extensión de aproximadamente 20,000 km². Este basamento se compone principalmente de rocas plutónicas de diversa composición. Damon *et al.*, 1981 obtuvieron edades de 256 + 10 Ma. Las Edades de Rb-Sr en pares de mica- roca total varían entre 244+12 y 214+ 11 Ma, esto indica que el Complejo Macizo de Chiapas fue afectado por un evento tectono-magmático durante el triásico, éste evento Permo-Triásico (-260-220 Ma) que tuvo lugar en el Complejo del Macizo de Chiapas, se puede relacionar a metamorfismo con anatexis asociada, así como la intrusión de grandes volúmenes de intrusivos dentro de rocas pre-batolíticas de edades Paleozoicas tales como gneises, metabasitas y rocas calcosilicatadas. Actualmente se sabe que el complejo del Macizo de Chiapas incluye también componentes Grenvillianos.

3.1.5 Terreno Chuacús

El Complejo metamórfico Chuacús se encuentra limitado al norte por una zona de cizalla del Cretácico Tardío, denominada Zona de Falla Baja Verapaz y al sur por la falla Motagua. Éste complejo es polimetamórfico de alto grado y esencialmente una formación metasedimentaria, que muestra evidencias texturales y mineralógicas de al menos un evento de facies eclogita, seguido de un evento de descompresión. El complejo Metamórfico Chuacús, se encuentra compuesto principalmente por gneises cuarzo feldespáticos de granate y mica, esquistos de granate, cianita y rutilo. Se han reportado edades de 456±14 Ma datados en anfibolitas, estas edades fueron reportadas a través de las edades U-Pb en zircones individuales.

3.2 GEOLOGÍA LOCAL

Montepío es una playa que se encuentra al sureste del Golfo de México en el municipio de San Andrés Tuxtla, en el estado de Veracruz, ésta playa la cual se encuentra en la región de los Tuxtlas es la playa principal en esta zona, se encuentra en la unión de dos pequeños ríos, Col y Máquina. Montepío es muy visitado por los turistas, debido a que sus playas son llamadas “playas puras” puesto que son poco conocidas. En ésta zona solo podemos encontrar pequeños comercios y pequeños hoteles que abastecen a los turistas.

El relieve general de la región se debe a distintos procesos, por una parte, se debe a los aportes fluviales, los cuales han generado una gran llanura con abundantes pantanos y por otra parte, a las emisiones volcánicas.

Los estudios geológicos describen los materiales más antiguos como arcillas, tobas y areniscas de grano mediano a grueso, con un alto porcentaje de material volcánico (Ríos-Macbeth, 1952). Las estructuras recientes se crearon por derrames basálticos del Pleistoceno, debido a que el área presenta 7 estructuras volcánicas se presenta un relieve rocoso provocado por la actividad volcánica el cual se refleja en el litoral, donde se observan las playas bajas con cordones de dunas interrumpidos por acantilados de roca basáltica. El litoral rocoso se extiende desde el área costera, situado al norte del volcán San Martín, hasta la zona del cerro Pelón-Pajapan, o de punta Puntilla a punta San Juan, sin embargo, existen playas de diferentes dimensiones creadas por las corrientes fluviales que interrumpen los acantilados basálticos (Andrle, 1964).

Los colores en las arenas y cenizas volcánicas varían de pardo negruzco y rojizo al negro, hacia el este y noreste de San Andrés Tuxtla, donde fue el mayor depósito de arenas y cenizas volcánicas. La erosión en esta zona determinó una topografía de suaves lomeríos entre los que destacan numerosos volcanes cineríticos con cráteres aún muy visibles (Ríos-Macbeth, 1952)

3.3 ESTRATIGRAFÍA

Tschopp en (1931), describió el basamento de la Sierra de los Tuxtlas como rocas metamórficas y sedimentarias del Paleozoico de aquellas montañas que existían a principios del Mesozoico, indicando que éstas deben de haber actuado como una especie de barrera la cual impedía el avance del mar.

Los sedimentos marinos que afloran en la región de Los Tuxtlas corresponden al Triásico Superior, las características faunísticas y litológicas son muy semejantes a las formaciones de la Cuenca Salina del Istmo. Debido a que esta zona se encuentra cubierta en su mayoría por depósitos volcánicos existe una escasez de afloramientos sedimentarios marinos, los depósitos volcánicos se presentan como una cubierta de material piroclástico muy gruesa, mientras que los depósitos marinos de la región pertenecen a la formación Depósito-La Laja, datan del oligoceno y están constituidos por arcillas tobáceas y areniscas de grano medio a grueso, de forma lenticular, con un alto contenido de material volcánico. El mioceno está representado por las Formaciones Encanto y Concepción Superior e Inferior, compuestas principalmente, por arcillas y arcillas arenosas, además de la Formación Filisola, en cuyos sedimentos predominan las arcillas, son sedimentos muy arenosos, arenas y areniscas. El Plioceno-Pleistoceno se representa por arenas, ceniza volcánica, tobas y conglomerados formados por gravas de basalto y cuarcita (Ríos-Macbeth, 1952). La estratigrafía del Campo Volcánico de los Tuxtlas se compone de rocas volcánicas que se encuentran cubriendo parcialmente a las rocas sedimentarias existentes en el área, distinguiéndose en este campo tres eventos:

Evento Cerro San Martín- El Vigía y Volcán San Martín – A su base se presentan rocas basálticas ubicadas en el cerro San Martín (TmB) cuya edad es de 5.8 Ma. De edad Mioceno superior, a estas rocas le sobreyacen una serie de coladas lávicas de composición basáltica con coladas esporádicas de andesita. En dos muestras colectadas en basalto de piroxeno (TpIB) reportan edades de: 3.76 ± 0.18 Ma y 3.4 ± 0.20 Ma.

Evento Sierra de Santa Martha- está representado por andesitas y tobas andesíticas (TplA-TA) la cual es considerada de edad Plioceno, también forman parte de este evento brechas volcánicas basálticas y basaltos. Las andesitas y los basaltos (TplA-B), esta última unidad en base a dataciones radiométricas por el método de K-Ar reporta edades de 2.7 ± 0.15 Ma, 2.6 ± 0.12 Ma y de 1.7 ± 0.15 Ma, dando una edad del Plioceno (Aguilera, 2004).

Evento La Nueva Victoria- Este evento volcánico está representado por conos cineríticos compuestos por tobas basálticas, basaltos, arenas y cenizas de composición basáltica, se reporta una edad radiométrica en base al método de K-Ar de 0.379 ± 0.19 Ma, deduciendo con esta edad que dicho evento se inició desde el Pleistoceno.

Cubriendo parcialmente a todas estas unidades se presentan depósitos cuaternarios como son: depósitos aluviales, formados por grava y limo; depósitos eólicos constituidos por arena de cuarzo; depósitos de litoral compuestos de cuarzo y magnetita; depósitos de pantanos compuestos por limo y arcilla de color oscuro con olor fétido.

En la figura 3.3 se observa la columna estratigráfica del Campo Volcánico de los Tuxtlas, Campo donde se encuentra ubicada la Playa de Montepío (Aguilera, 2004).

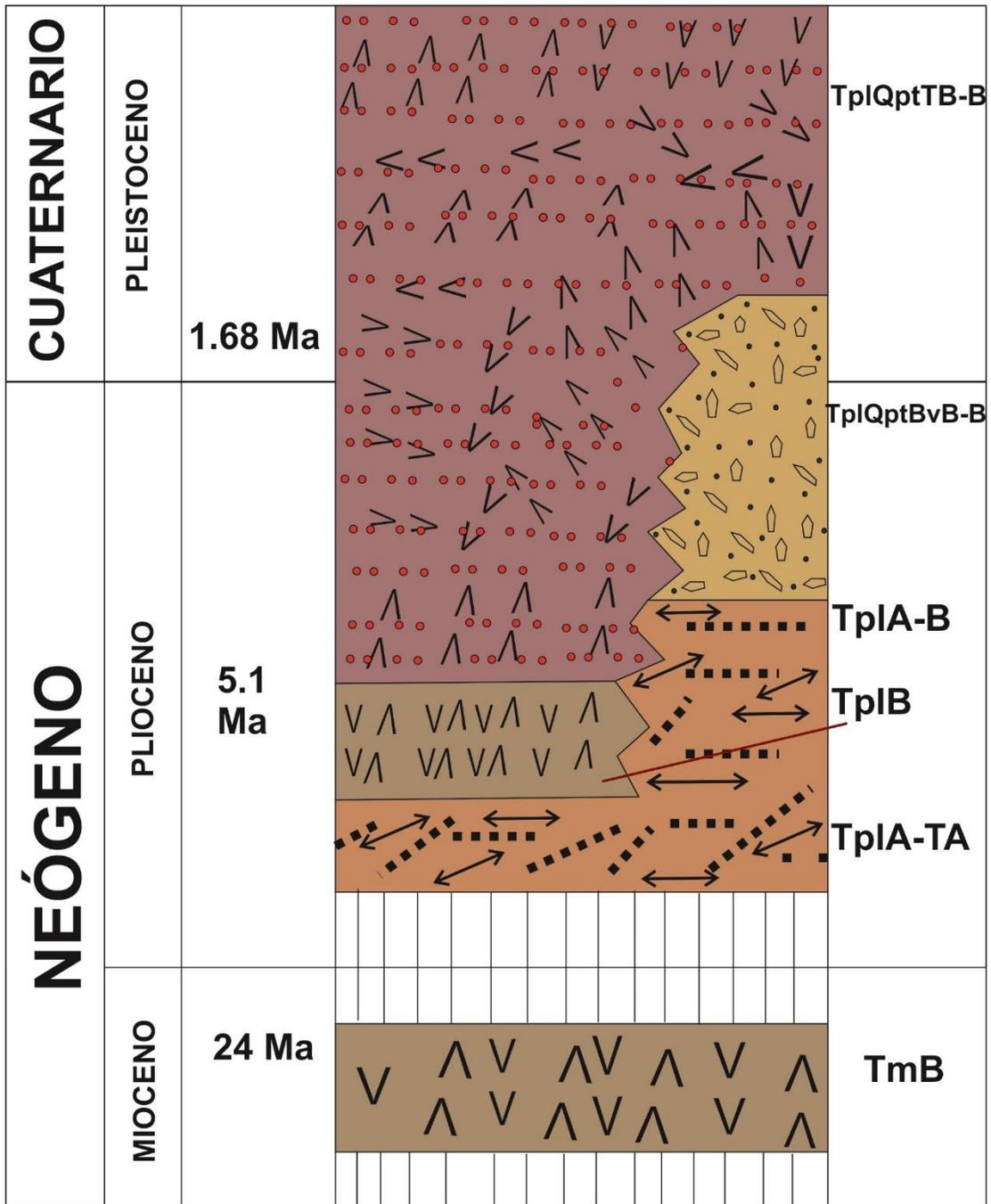


Figura 3. 3 Columna estratigráfica del Campo Volcánico de los Tuxtlas. Modificado de Servicio Geológico Mexicano (2004).

3.4 HIDROLOGÍA

El centro y sur del estado de Veracruz se divide en dos regiones hidrológicas; en la Región Hidrológica 28 Papaloapan (RH28) y la Región Hidrológica 29 Coatzacoalcos (RH29) (Fig. 3.4). El sistema fluvial determinante para esta región es la cuenca del río Papaloapan, y de

manera secundaria los ríos Actopan, La Antigua y Jamapa. La cuenca del río Actopan tiene un área aproximada de 2,000 km², el río Actopan nace en las faldas del Cofre de Perote a 3,000 m de altitud, su curso sigue en dirección noreste a través de 21 km de terreno montañoso, capturando por ambas márgenes las corrientes que se forman en la porción nororiental del Cofre de Perote, luego cambia su curso hacia el sureste a la altura del poblado de Tlacolulan, Ver., dirección que conserva hasta su desembocadura. La cuenca del río La Antigua tiene un área aproximada de 2,827 km², distribuida una pequeña porción en el estado de Puebla y la mayor parte dentro del estado de Veracruz. El río La Antigua nace en la Sierra Madre Oriental, con el nombre de Río Resumidero, a una altitud de 3,350 m, fluye hacia el sureste en terreno montañoso y, a la altura del Ranho Calixitla, varían su rumbo, sigue su curso al sureste y en los límites de los estados de Veracruz y Puebla lo cambia al noreste. El río la Antigua continúa su flujo al este-sureste y descarga sus aguas en la Boca La Antigua del Golfo de México. La cuenca del río Jamapa tiene un área aproximada de 3,912 km², totalmente dentro del estado de Veracruz. El río Jamapa lo forman dos corrientes muy importantes, que en su confluencia se conocen con los nombres de río Cotaxtla y Jamapa; el río Cotaxtla drena un área aproximada de 1,679 km² y nace a una elevación de 5,700 m en una zona limítrofe de los estados de Puebla y Veracruz, con el nombre de Barranca de Chocomán el cual avanza en dirección oriente, colectando a su paso las corrientes formadas en las laderas nororientales del Pico de Orizaba, estos siguen su curso hasta desembocar en el Golfo de México en la población de Boca del Río, Veracruz (Pereyra *et al.*, 2008). El complejo volcánico de los Tuxtlas está rodeado por dos ríos el Papaloapan y Coatzacoalcos, aunque regionalmente se encuentra dentro de la cuenca del Papaloapan, debido a que es una zona volcánica y que esto condiciona el tipo de relieve, definiendo la red fluvial y acantilados. La zona posee una abundancia de recursos hídricos que se explica por su ubicación dentro de una de las cuencas más sobresalientes del país, las lluvias se presentan en verano, aunque, dependiendo los ciclones, se extiende hasta el otoño, debido a su topografía, ésta permite que los ríos descarguen hacia diferentes vertientes, se forman varias corrientes de agua-perennes en la región. El perenne que descarga en la playa Montepío es La Maquina (Hernández, 2015).

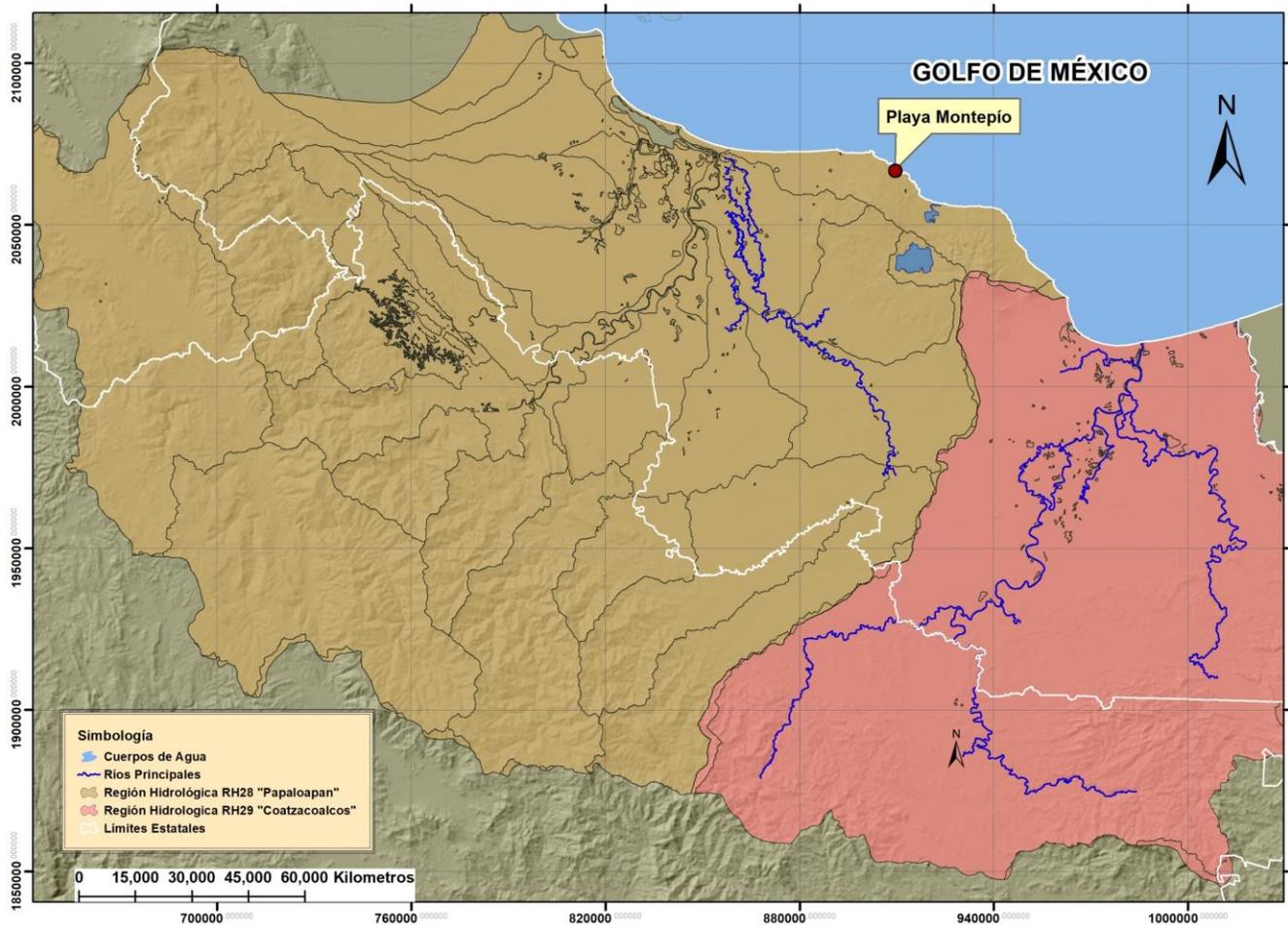


Figura 3. 4 Principales ríos que drenan al sur del estado de Veracruz y que desembocan en el Golfo de México, modificado de Pereyra *et al.*, (2008).

3.4.1 Cuenca del río Papaloapan

La cuenca del río Papaloapan tiene un área aproximada de 46,517 km². Distribuida porcentualmente en los estados de Oaxaca (51%), Veracruz (37%) y Puebla (12%).

Desde el punto de vista topográfico, los terrenos de la cuenca del Papaloapan pueden clasificarse, aproximadamente, de la siguiente manera: 2,300 km² de lagunas, ríos y pantanos; 18,300 km² de planicie con pendientes menores del 10% y 25 % y 15,300 km² de montaña con pendientes mayores del 25%. El sistema fluvial del río Papaloapan es el de mayor importancia en el país por su caudal, después del sistema Grijalva-Usamacinta. Su escurrimiento medio anual es aproximadamente de 47,000 millones de metros cúbicos, vierte sus aguas al Golfo de México a través de la Laguna de Alvarado (Pereyra *et al.*, 2008).

La cuenca hidrológica ha sido dividida en 12 zonas considerando puntos de control los cuales pueden ser estaciones radiométricas, así como se muestra en la Fig. 3.5.



Figura 3. 5 Subcuenca de la Cuenca Hidrológica del Papaloapan, modificado de Pereyra et al., (2008).

La playa Montepío se encuentra sobre la zona llamada las Llanuras del Papaloapan la cual comprende desde la ciudad de Cosamaloapan y la unión de los ríos Tesechoacán y San Juan con el río Papaloapan, hasta su desembocadura en el Golfo de México, y corrientes que descargan directamente a la laguna de Alvarado y Golfo de México, recibe también aportaciones del río Blanco (Pereyra et al., 2008).

3.5 CLIMA

El clima de la región de los Tuxtlas está influenciado por su complejo y abrupto relieve, con altitudes desde el nivel del mar hasta 1,700 m, así como por su cercanía al mar y localización en la planicie costera del Golfo de México. De acuerdo con la clasificación de Köppen modificada por García, el clima es mayoritariamente cálido, con temperaturas

medias anuales en torno a los 20°C y mínimas nunca inferiores a 18°C, asociados con la cima de los volcanes más altos.

Los Tuxtlas es una de las regiones más lluviosas del país, registrándose en ocasiones precipitaciones anuales superiores a los 5,000 mm. La precipitación media anual oscila entre los 1,500 y 4,500 mm y, a pesar de que llueve durante todo el año, el régimen lluvioso es marcadamente estacional, distinguiéndose una época húmeda que se extiende de junio a febrero y una seca entre marzo y mayo. El mes más seco en general es mayo y los más lluviosos van desde julio hasta noviembre.

El clima es tropical a subtropical húmedo con un promedio de temperatura de 18°C y máxima de 28°C con una precipitación anual de 1,100 a 4600 mm anuales.

Este patrón general del clima en la región se ve modulado por factores orográficos principalmente, en función de los cuales se puede delimitar una zona más húmeda (pp. Anual >4,000mm), localizada en la vertiente que da al Golfo de México, que es resultado de su mayor exposición a las masas de aire, y una zona más cálida y seca (pp. Anual <3,000 mm) en la vertiente interior de los sistemas montañosos, los cuales surgen a partir de un efecto tipo "barrera" de los mismos sistemas montañosos, lo que provoca una sombra de lluvia muy acusada y una elevación general de las temperaturas (Fig. 3.6) (Guevara *et al.*, 2000).

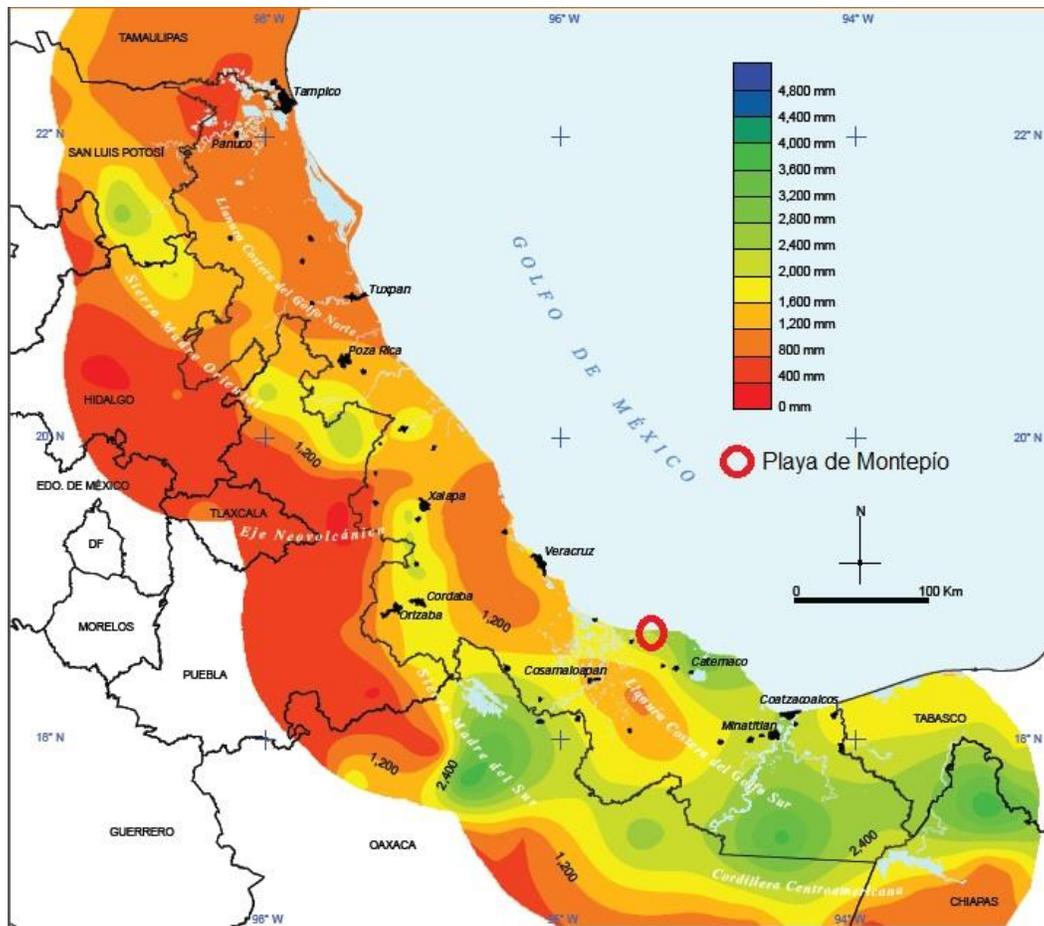


Figura 3. 6 Mapa de precipitación media anual del estado de Veracruz. Modificado de Ruiz, et al., (2008).

CAPITULO IV METODOLOGÍA

4.1 ZONA DE ESTUDIO

El estudio se realizó al suroeste del Golfo de México, en la Playa Montepío, la cual se encuentra en el municipio de San Andrés Tuxtla, Veracruz (Fig. 4.1) el sitio se localiza en las coordenadas 700985 N y 2062255 O a una distancia aproximada de 540 km de la Ciudad de México. Para llegar a la zona de estudio desde la Ciudad de México se debe tomar la carretera federal 150D con dirección a la ciudad de Córdoba, Veracruz, después de Córdoba y a 12 km antes de llegar a Veracruz, se toma la carretera federal hacia Paso del Toro (carretera federal 180) que va hacia el sureste del Estado pasando por las ciudades de Alvarado, Lerdo de Tejada y Ángel R. Cabada, pasando este poblado se llega a la localidad llamada “El Trópico”, ahí se puede tomar el camino a la izquierda que va a Montepío (Figura 4.1).

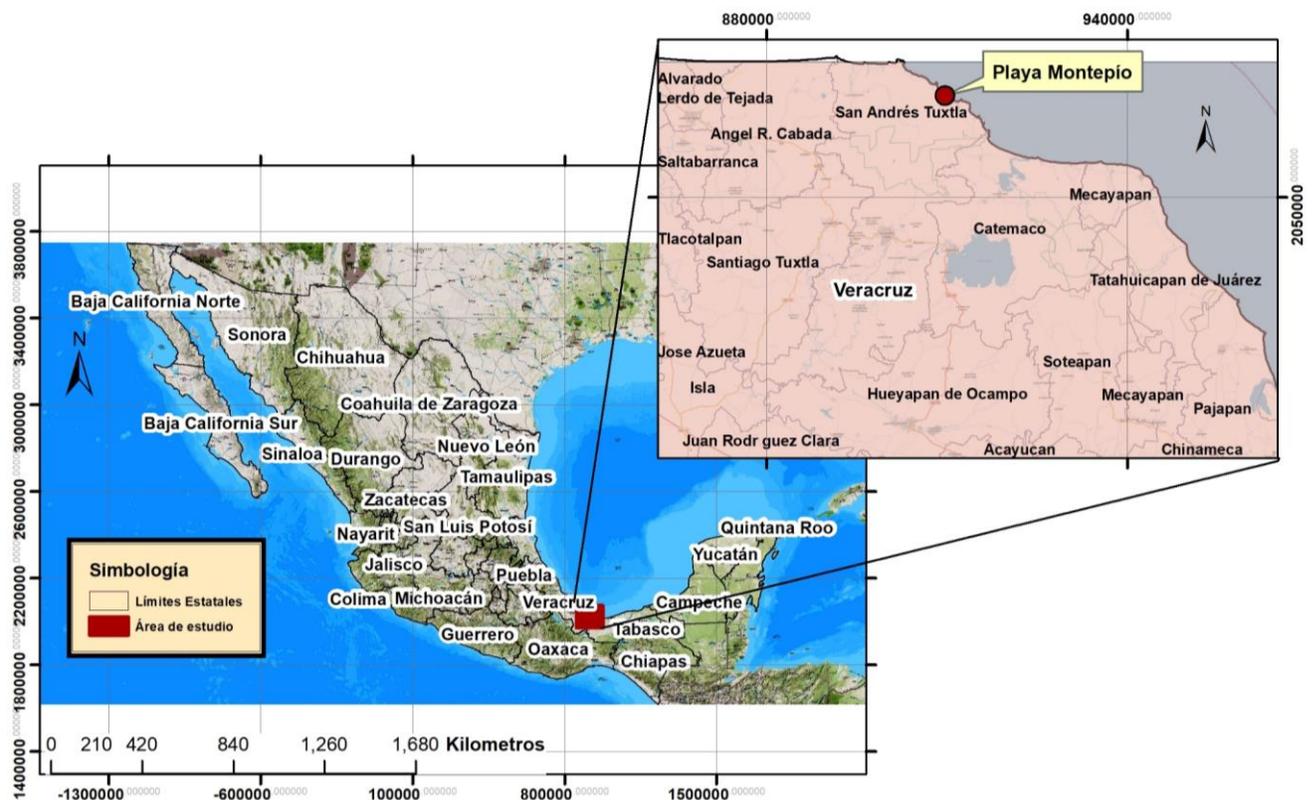


Figura 4. 1 Ubicación geográfica del municipio de San Andrés Tuxtla, Veracruz, municipio donde se encuentra la Playa Montepío.

4.2 MUESTREO

Se tomaron un total de 12 muestras de arena de la playa Montepío, las cuales se tomaron en la zona de mesoplaya de forma superficial, sesgando la grava presente en el sedimento utilizando una pala de metal con una distancia entre ellas de 100 m aproximadamente. Se tomó 1 kg de muestra aproximadamente y se colocó en bolsas de plástico previamente etiquetadas para su traslado al Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

4.3 ANALISIS GRANULOMÉTRICO DE ARENAS

Las muestras de arena se colocaron en un horno de secado Riossa H-62, a 60°C durante un día o hasta que estuvieran totalmente secas. Una vez secas, se extrajeron 35 g aproximadamente de cada muestra, para posteriormente colocarlas en un RO-TAP Modelo RX29 con los tamices con tamaño de malla de 10, 14, 20, 35, 60, 80, 120, 170, 200, durante 15 minutos. La cantidad retenida en cada tamiz fue recolectada y pesada en una balanza electrónica marca TOROREY, el material retenido fue pesado por separado registrando el peso obtenido para su posterior graficación en distintos diagramas.

4.4 ANALISIS PETROGRÁFICO

Para el análisis petrográfico se prepararon dos láminas delgadas de las muestras MPIO-7 y MPIO-9 ambas muestras mostraron coloraciones oscuras en comparación a las otras 10 muestras obtenidas de la playa estas dos láminas se observaron con un microscopio petrográfico Olympus BX41, en el laboratorio de Usos Múltiples del Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería, de la UAEH, con la finalidad de identificar minerales y para la descripción general, también se obtuvieron imágenes de los componentes minerales y litológicos presentes en cada lámina utilizando el programa Image Pro Plus.

4.5 MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO

Para los análisis morfológicos de las muestras, se utilizó la Microsonda Electrónica de Barrido con Espectrometría de Energía Dispersa (SEM-EDS) marca JEOL modelo JXA-8900R (Fig. 4.2), en el laboratorio de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM. Las muestras deben encontrarse totalmente secas, se utilizaron vidrios circulares y para adherir la muestra a los portaobjetos se debe colocar cinta de carbón, se vierte un poco

de la muestra sobre los vidrios, una vez que la muestra se encuentra adherida al portaobjetos se debe retirar el exceso y se añade una capa de película de grafito el cual es útil en este análisis debido al bajo factor de absorción de rayos X.



Figura 4. 2 Microsonda electrónica de barrido del Laboratorio de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM.

4.6 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

El análisis para determinar las fases minerales, se realizó en dos muestras (MPIO-7 y MPIO-9) ambas muestras de igual manera fueron analizadas mediante petrografía. Utilizando la técnica de Difracción de Rayos X en un difractor de rayos X para polvos SIEMENS D5000, mediante el software MATCH 2.0 de Crystal Impact (Fig. 4.3) en el Laboratorio de Fluorescencia de rayos X, en el Instituto de Geología, UNAM. Cada muestra se molió en un mortero de ágata hasta obtener un polvo fino homogéneo de esta forma la gran cantidad de cristales quedan orientados en todas las direcciones posibles y se colocaron sobre un porta muestras de aluminio en 2 teta para la interacción con las partículas (Fig. 4.3).



Figura 4. 3 Difractómetro de Rayos X para polvos SIEMENS D5000 y muestra molida finamente en mortero de agata.

4.7 GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ZIRCONES DETRITICOS

Para realizar la geocronología y la geoquímica primero se deben separar los zircones de las arenas, el criterio para seleccionar las muestras de donde fueron extraídos los zircones fue mediante la coloración de las mismas, ambas muestras mostraron coloraciones oscuras así como una textura mediana – fina, normalmente los zircones detríticos en arenas de playa y debido a su densidad, se acomodan en la parte inferior del recipiente que contiene la arena. La separación de zircones de las arenas de playa se llevó a cabo en el laboratorio de separación de minerales del LUGIS en el Instituto de Geofísica de la UNAM. La técnica que se utilizó fue mediante decantación, fue así como se obtuvo un concentrado de los minerales más pesados con los que cuenta la muestra, una vez que se obtiene este concentrado se hace una separación manual utilizando el microscopio del laboratorio de LUGIS, un microscopio estereográfico marca Olympus SX11 (Fig. 4.4), una vez que se cuenta con los zircones suficientes, se realiza un montaje sobre un vidrio con cinta adhesiva doble cara, sobre este vidrio se dibuja la simbología correspondiente a cada muestra (Fig. 4.5), en cada vidrio se dibujan 6 figuras diferentes una para cada muestra que será analizada.

Se separaron alrededor de 100 zircones para MPIO-7 y 100 zircones para MPIO-9. Una vez que se montaron los zircones sobre el vidrio estos se cubrieron con resina epóxica para luego ser desbastados hasta la mitad del cristal con papel lija, para después ser

pulidos con polvo de diamante a 6 μm y 1 μm . Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM, donde se utilizó un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo XSeries-ii y acoplado a un sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50 excimer laser. Se analizaron spots de 23 μm de diámetro en cada zircón, según el protocolo modificado por Solari *et al.*, (2010).

Se analizaron un total de 200 zircones, 100 zircones para MPIO-7 y 100 para MPIO-9 en los cuales se colectaron señales de distintos isotopos de U y Pb el cual se utiliza en el cálculo de edades, así como de algunos elementos traza y tierras raras.



Figura 4. 4Microscopio estereográfico Olympus SX11.

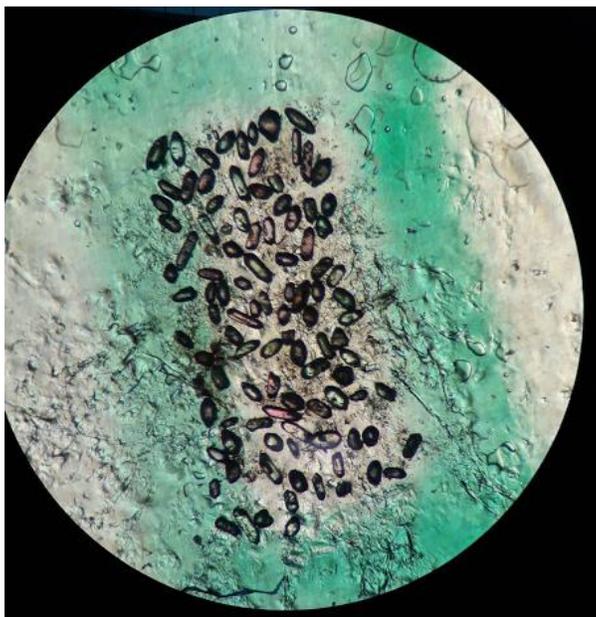


Figura 4. 5 Montaje de zircones sobre cinta doble cara en vidrio.

4.8 CATODOLUMNISCENCIA EN ZIRCONES

Las imágenes por catodolumniscencia se obtuvieron después de la ablación de los zircones analizados, la muestra se debe limpiar y cubrir con grafito durante 10 minutos aproximadamente, una vez cubiertas con grafito se coloca en el microscopio electrónico de barrido que cuenta con catodolumniscencia acoplada, del laboratorio de Microscopio Electrónico del Centro de Geociencias, UNAM.

4.9 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO EN ZIRCONES.

Mediante la obtención de imágenes en el laboratorio de Microscopia Electrónica de Barrido del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, mediante el microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-6360LV (Fig. 4.6) se puede observar la morfología de los zircones y sus características. Estas muestras fueron preparadas colocándose sobre un portamuestras circular de aluminio, el cual cuenta con cinta de carbono de doble cara para poder colocar algunos granos sobre este, las muestras colocadas en el portamuestras se recubren con oro para volverlas conductoras.



Figura 4. 6 Microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-6360LV del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

CAPITULO V RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

Con cada una de las 12 muestras de arena de la Playa Montepío, se pudo realizar el análisis granulométrico correspondiente, calculando los parámetros estadísticos de: tamaño de grano (de acuerdo a Folk & Ward, 1957), tamaño medio (M_z), desviación estándar (σ_ϕ), grado de asimetría (Sk_1) y curtosis (K_G), así como la clasificación de cada uno de estos (Tabla 5.1).

Tabla 5. 1 Parámetros de tamaño de grano para las muestras de la playa Montepío.

MUESTRA	M_z	σ_ϕ	Sk_1	K_G	CLASIFICACIÓN M_z	CLASIFICACIÓN σ_ϕ	CLASIFICACIÓN Sk_1	CLASIFICACIÓN K_G
MPIO-1	0.5	1.46	-0.12	0.66	Arenas Gruesas	Mal clasificado	Asimétrico hacia los tamaños gruesos	Muy platocúrtico
MPIO-2	0.5	0.33	1.25	2.36	Arenas Gruesas	Muy bien clasificado	Asimétrico hacia los tamaños finos	Muy Leptocúrtico
MPIO-3	1.28	0.29	-0.098	1.64	Arenas Medianas	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia los tamaños gruesos	Muy Leptocúrtico
MPIO-4	1.27	1.58	-0.078	1.11	Arenas Medianas	Moderadamente bien clasificado	Casi simétrico	Mesocúrtico
MPIO-5	1.82	0.48	-0.092	0.85	Arenas Medianas	Bien clasificado	Casi Simétrico	Platicúrtico
MPIO-6	2.15	0.39	0.04	0.79	Arena Fina	Bien clasificado	Casi Simétrico	Platicúrtico
MPIO-7	1.77	0.57	-0.08	1	Arenas Medianas	Moderadamente bien clasificado	Casi simétrico	Mesocúrtico
MPIO-8	1.32	0.43	0.06	0.66	Arenas Medianas	Bien clasificado	Asimétrico hacia los tamaños finos	Muy platocúrtico
MPIO-9	1.97	0.61	-0.21	0.96	Arenas Medianas	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia los tamaños gruesos	Mesocúrtico
MPIO-10	1.25	0.75	0	0.95	Arenas Medianas	Moderadamente clasificado	Simétrico	Mesocúrtico
MPIO-11	0.63	0.55	0.03	1.32	Arenas Gruesas	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia los tamaños finos	Leptocúrtico
MPIO-12	1.27	0.28	-0.14	1.08	Arenas Medianas	Muy bien clasificado	Asimétrico hacia los tamaños gruesos	Mesocúrtico

El tamaño medio de las arenas del área de estudio es muy variado, ya que se encuentra entre 0.5 a 2.15, de acuerdo a la clasificación de tamaño de grano de Udden-Wentworth (1922), la zona cuenta con arenas gruesas (tres muestras), arenas medianas (8 muestras) y arenas finas (una muestra). La mezcla de procesos eólicos y marinos genera variaciones en el tamaño de grano (Kasper-Zubillaga, 2005).

En cuanto a los valores de desviación estándar los cuales van de 0.28 a 0.75, indican que las arenas se encuentran desde mal clasificadas (una muestra), moderadamente bien clasificadas (seis muestras), bien clasificadas (tres muestras) y muy bien clasificadas (dos muestras), comúnmente cuando la arena se acumula en un ambiente de playa los sedimentos más finos como los limos, suelen depositarse en aguas costeras más tranquilas, los sedimentos medianos y gruesos tienden a ser sedimentos mal clasificados, como en el caso de la Playa Montepío, en la cual de acuerdo a su granulometría se observa que posee una clasificación muy variada.

El grado de asimetría de cuatro de las muestras de la zona de estudio van de -0.08 a -0.21, clasificando estas muestras como asimétrico hacia los tamaños gruesos, tres muestras van de 0.03 a 1.25, siendo así partículas asimétricas hacia los tamaños finos, éstos valores de asimetría negativos que presentan las muestras de la playa estudiada, es característica de los sedimentos de playa, además pueden indicar que la playa estaba experimentando erosión o no deposición.

En cuanto a los valores de curtosis, cinco muestras presentan una clasificación mesocúrtica (0.96-1.11), dos son muy platicúrticas (0.66), dos más son platicúrticas (0.79-0.85), una muestra es considera leptocúrtica (1.32) y otras dos son muy leptocúrticas (1.64-2.36). Los valores bajos de curtosis indican que algunos sedimentos fueron clasificados en un ambiente de fuerte energía. Según Folk y Ward (1957) han deducido que los sedimentos unimodales muestran una forma mesocúrtica y que los sedimentos derivados de diferentes ambientes son platicúrticos, en el caso de esta playa se puede decir, a partir de los valores obtenidos que la mayoría de sus muestras son unimodales.

5.1.1 Diagramas bivariantes

Mediante los diagramas bivariantes se puede realizar una discriminación de ambientes, a través de los parámetros obtenidos en la granulometría.

Para distinguir la predominancia de procesos de río o playa en el ambiente de depósito, utilizamos el diagrama de Stewart (1958). En el caso de las muestras de Montepío, este diagrama nos muestra que el proceso de río es el dominante en los sedimentos (Fig. 5.1).

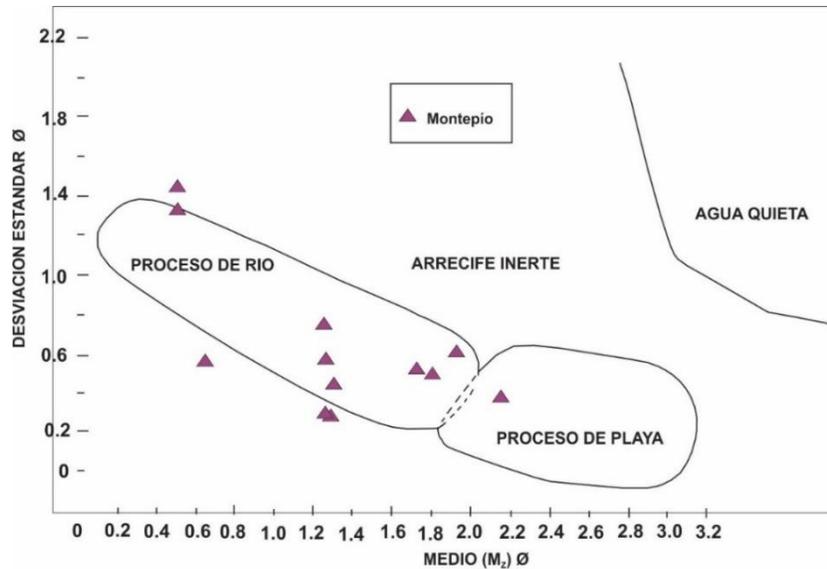


Figura 5. 1 Diagrama de discriminación de procesos de energía en ambientes de Stewart (1958).

Para diferenciar los sedimentos entre ambiente de playa y de río, se utilizan los diagramas de Friedman (1967) y Miola & Weiser (1968), utilizando los valores de grado de asimetría y desviación estándar. En este caso las muestras de la playa Montepío indican un ambiente de playa (Fig. 5.2).

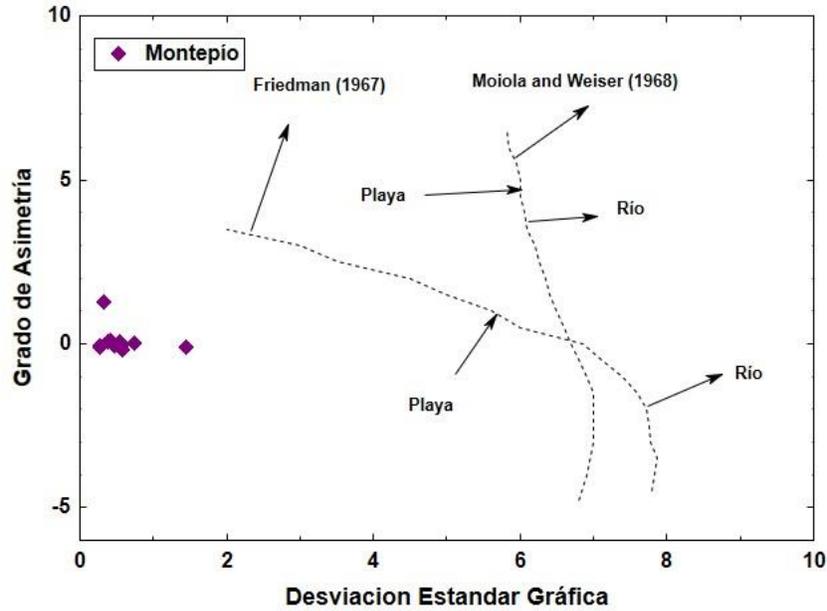


Figura 5. 2 Diagrama bivalente de desviación estándar contra asimetría (Friedman, 1967; Miola & Weiser, 1958)

En la Fig.5.3, se observa que la mayoría de las muestras se encuentran en la zona de playa y solo tres de las muestras caen sobre río, esto podría deberse a que la zona de estudio se ve influenciada por corrientes de agua que desembocan ahí como el perenne “La Máquina”.

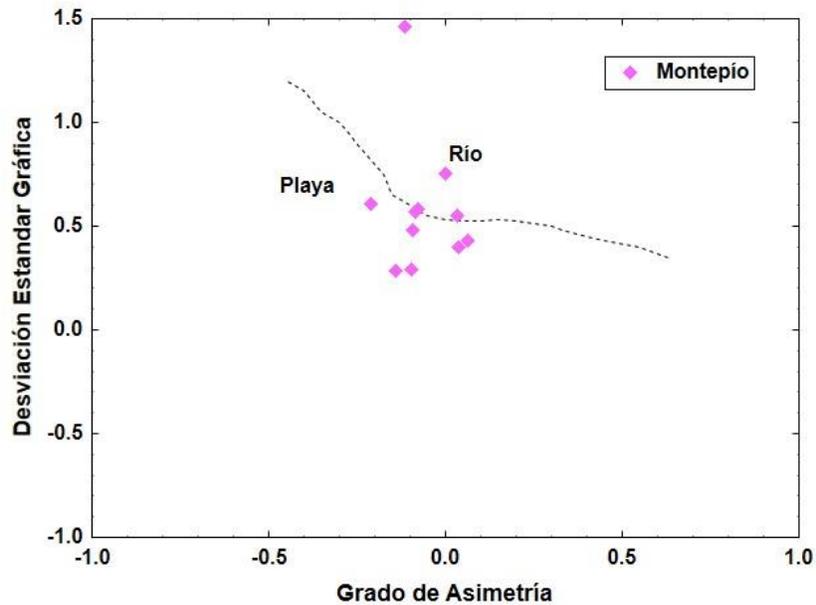


Figura 5. 3 Diagrama de asimetría contra desviación estándar de Friedman (1957).

También han sido propuestos algunos diagramas para discriminar entre ambientes de playa y ambientes de duna. Uno de ellos es el diagrama propuesto por Moila & Weiser (1958), en

este diagrama se grafica la media contra la asimetría (fig. 5.4), apreciándose que las 12 muestras de la Playa Montepío caen sobre el ambiente de playa

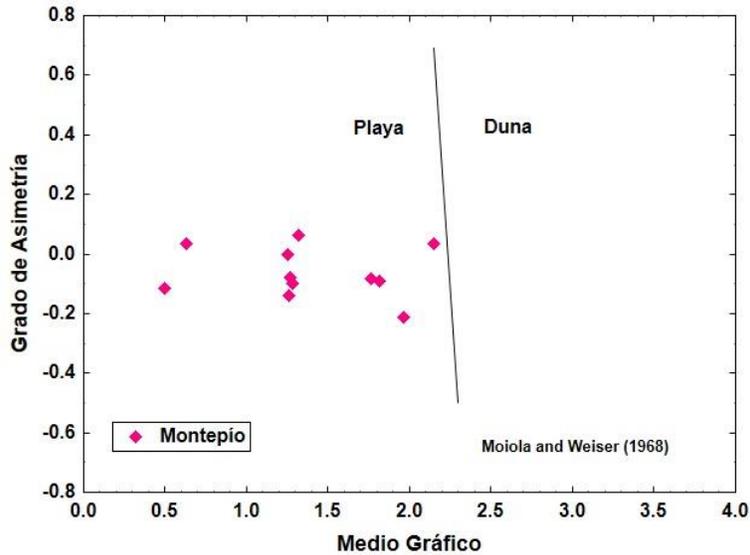


Figura 5. 4 Diagrama de media contra asimetría propuesto por Moila & Weiser (1958).

Otro diagrama propuesto por Hails & Hoyl (1969) y Moila & Weiser (1968) es el de asimetría contra media, (Fig. 5.5), en este diagrama se puede observar que las 12 muestras caen dentro del ambiente de playa.

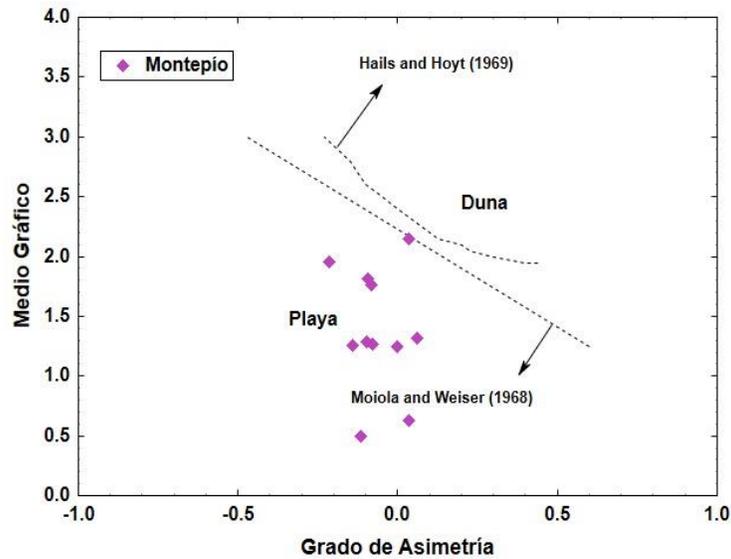


Figura 5. 5 Diagrama de asimetría contra media con los límites propuestos por Hails & Hoyt (1969) y Moila & Weiser (1958).

5.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO.

Las imágenes petrográficas fueron tomadas de las láminas delgadas de las muestras MPIO-7 y MPIO-9, con un aumento de 4x, a través de las cuales se pudieron observar sus componentes principales. Ambas láminas muestran contenidos muy similares de: cuarzo, plagioclasas, magnetita, piroxeno y fragmentos líticos (Fig. 5.6 y 5.7).

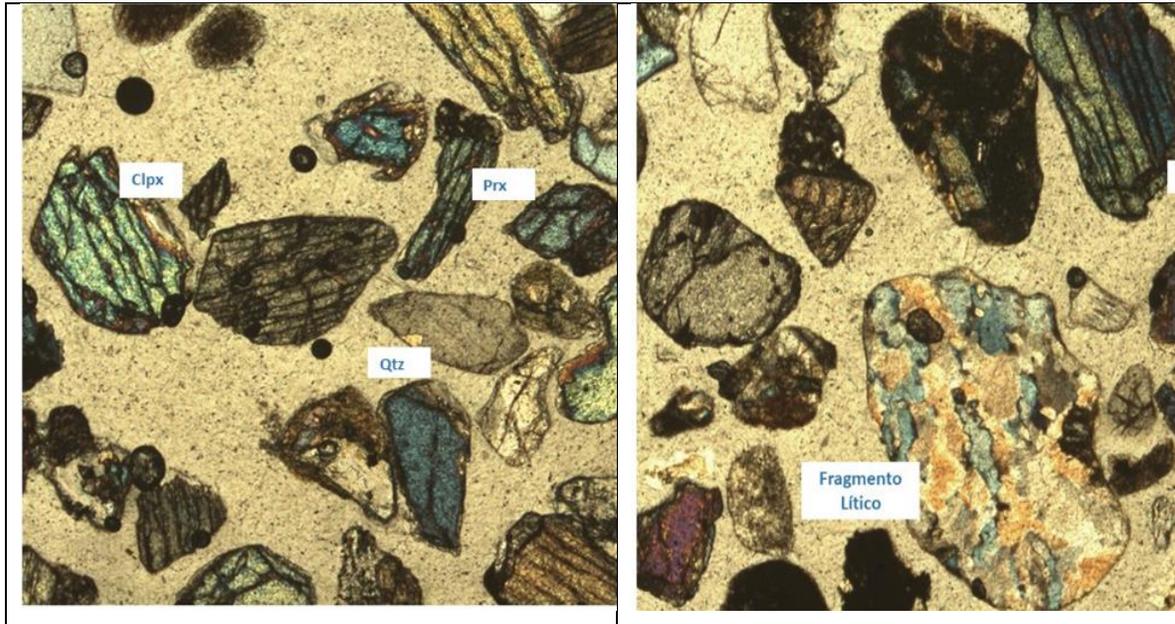


Figura 5. 6 Imágenes representativas (4x) de la lámina delgada de la muestra MPIO-7.

El cuarzo está presente en ambas muestras (MPIO-7 y MPIO-9) en granos subredondeados a subangulares de diversos tamaños, también se distinguen fragmentos de plagioclasas de subangulosos a subredondeados, piroxenos, clinopiroxenos y feldespatos.

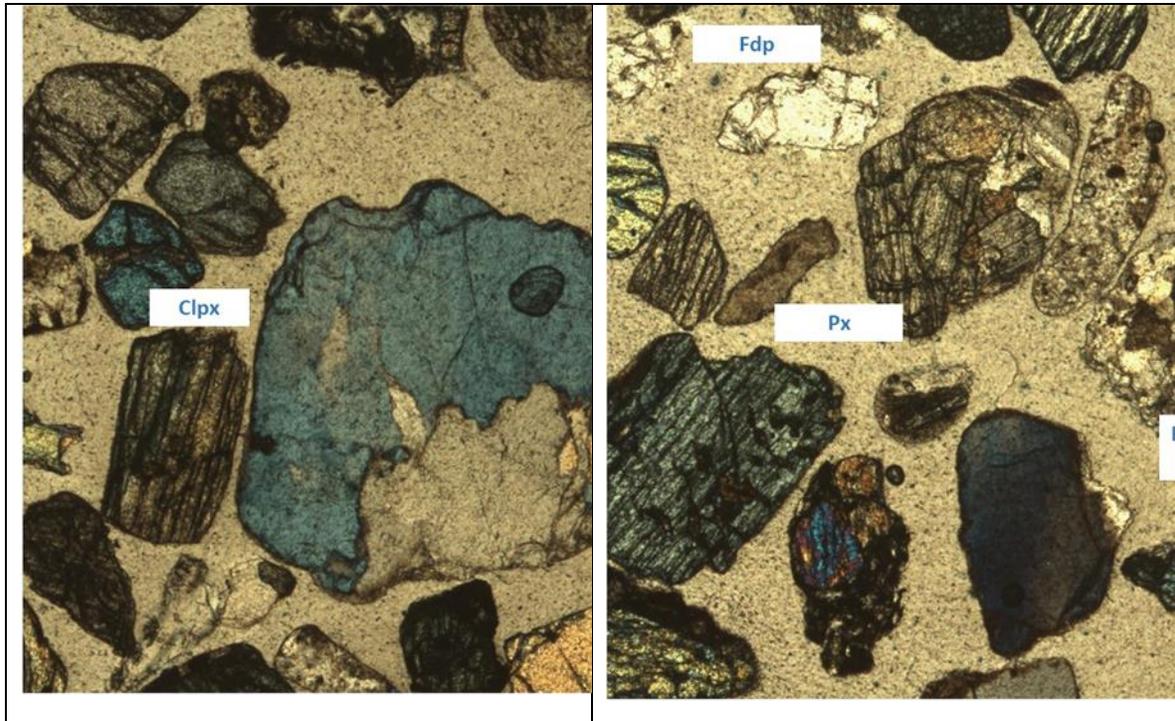


Figura 5. 7 Imágenes representativas (4x) de la lámina delgada de la muestra MPIO-9

Ambas muestras son muy similares, por lo tanto muestran fragmentos de magnetita y un poco de hematita, se pueden apreciar clastos opacos y no opacos, los granos en su mayoría se encuentran subredondeados particularmente en el caso del cuarzo, se puede considerar que se encuentran bien clasificados, lo que nos dice que son producto de un largo transporte desde su fuente hasta el área donde fueron depositados, estas laminas no muestran la presencia de minerales pesados, lo que nos dice que estos minerales se encuentran en baja proporción a comparación de sus demás componentes.

En las láminas delgadas se identificó que posiblemente los sedimentos de la playa provengan de dos fuentes distintas, esto es debido a la presencia de cuarzo, el cuarzo es un mineral muy resistente por lo que puede sufrir mayor transporte, además se muestran granos más redondeados lo que indica un mayor transporte y que podría provenir de una fuente más lejana.

5.3 MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO (MEB)

Para el MEB se seleccionaron 5 muestras (MPIO-2, MPIO-3, MPIO-6, MPIO-10, MPIO-12), en las cuales reportan una composición química semicuantitativa obtenida mediante EDS, la cual es muy similar, en base a óxidos de SiO_2 , FeO , TiO_2 , Cr_2O_3 , ZrO_2 y Al_2O_3 . Este análisis

sirve para identificar la presencia de algunos componentes minerales como el cuarzo, feldespato potásico, clinopiroxeno, anfíboles y plagioclasas (Fig. 5.8; Fig. 5.9, Fig. 5.10, Fig. 5.11 y Fig. 5.12).

En las 5 muestras se observa la presencia mayoritaria de SiO_2 , se muestra poco contenido de minerales pesados siendo el Fe el elemento pesado presente en estas muestras. Los granos minerales se observan bien clasificados, con granos de subredondeados a subangulares algunos se muestran anhedrales.

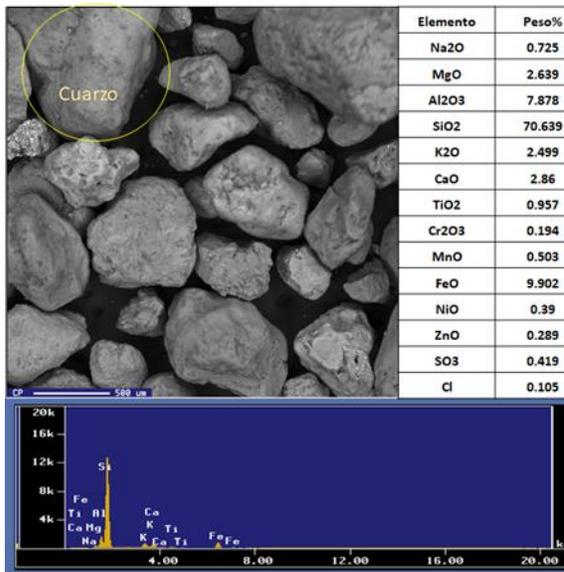


Figura 5. 8 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-2, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo

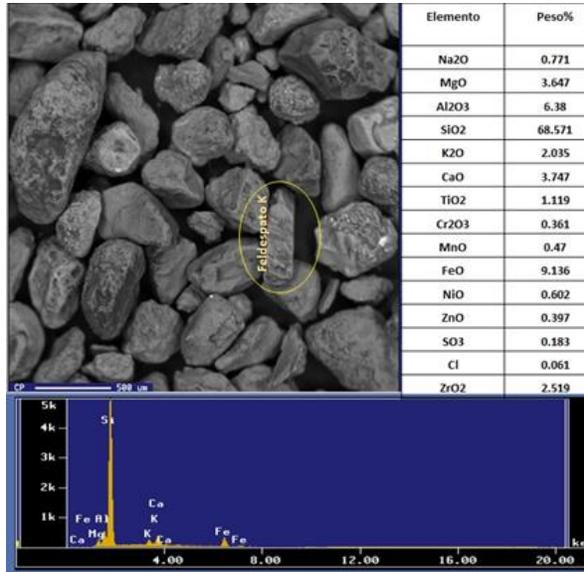


Figura 5. 9 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-3, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo

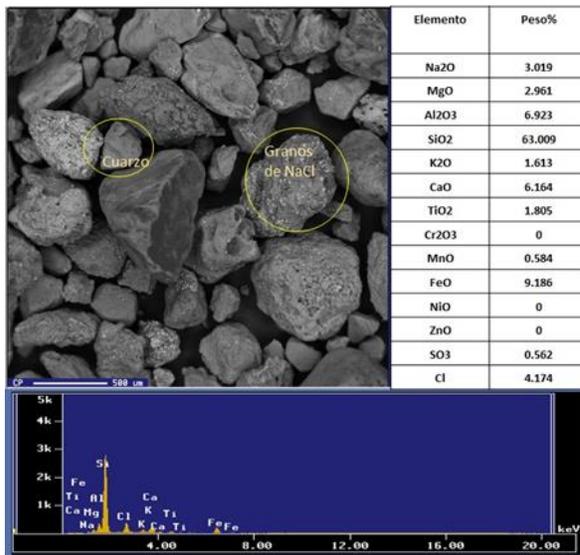


Figura 5. 10 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-6, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo

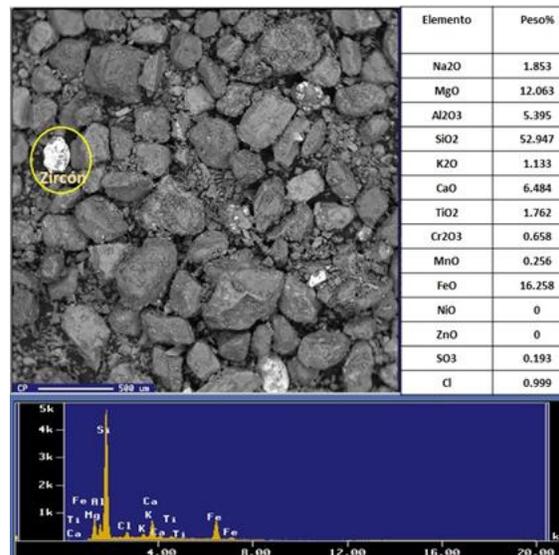


Figura 5. 11 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-10, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo

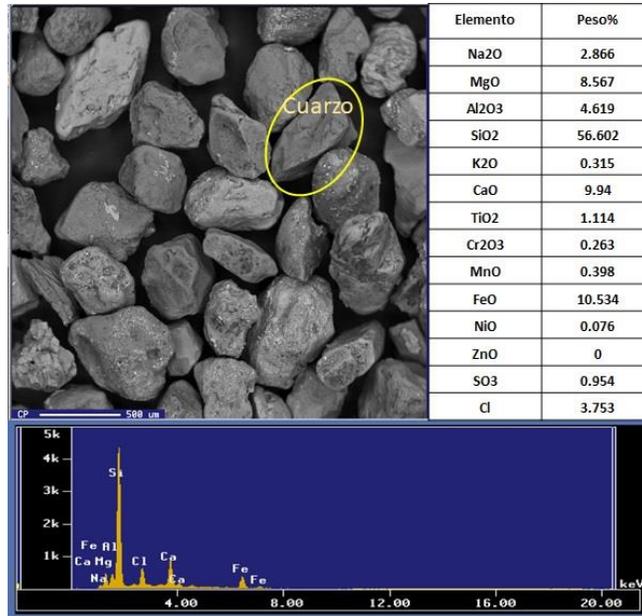


Figura 5. 12 Fotomicrografía general del MEB de la muestra MPIO-2, en conjunto con su espectro de análisis correspondiente y los resultados del análisis semicuantitativo

5.4 DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Para la determinación de las fases minerales se utilizaron las muestras MPIO-7 y MPIO-9. En el difractograma de la muestra MPIO-7 (Fig. 5.13) se distinguieron como fases minerales mayoritarias cuarzo (SiO_2), olivino (Mg_2SiO_4), augita ($(\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6$), diópsido ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) y plagioclasa ($\text{CaNa}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

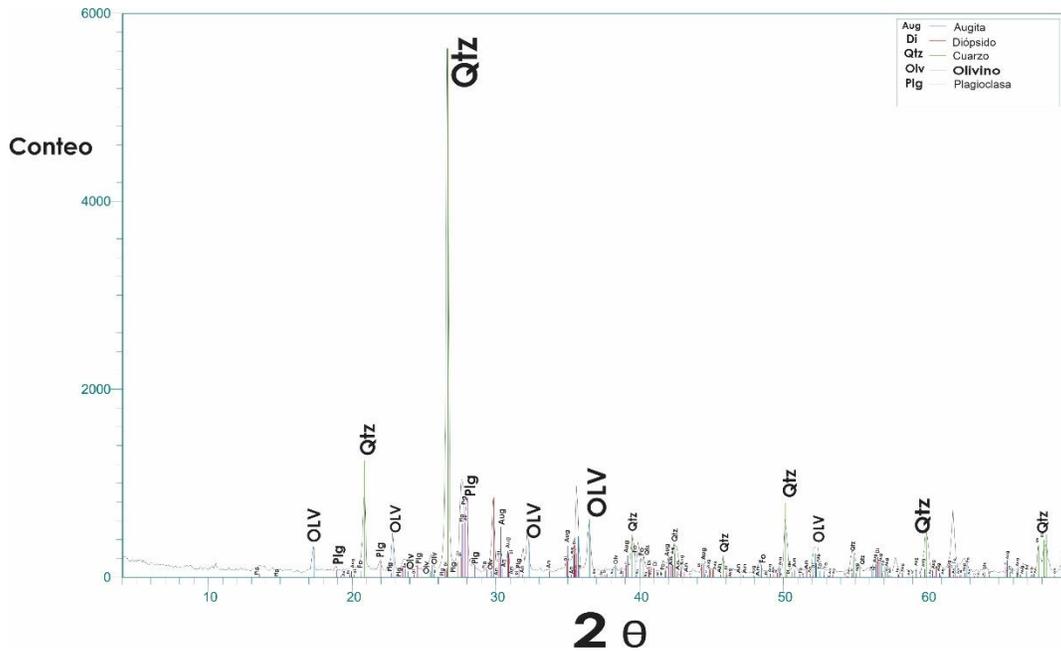


Figura 5. 13 Difractograma de la muestra MPIO-7

En la muestra MPIO-9 (Fig. 5.14) se identificó la presencia de cuarzo (SiO_2), augita $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$, olivino (Mg_2SiO_4) y plagioclasa ($\text{CaNa}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

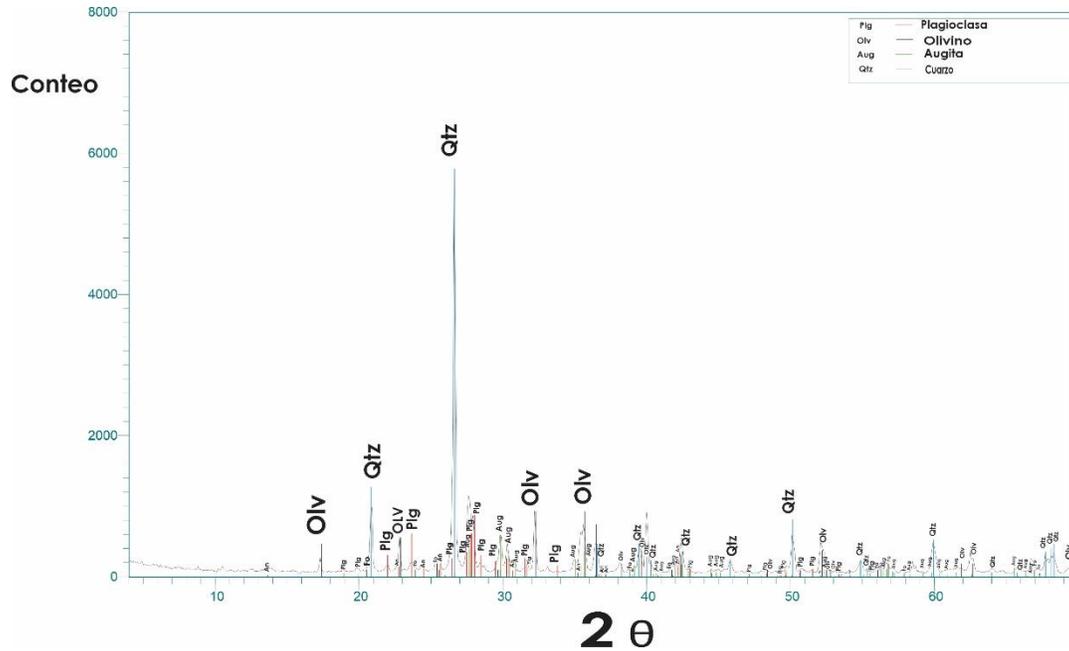


Figura 5. 14 Difractograma de la muestra MPIO-9.

Los minerales pesados en las playas tienden a formarse en la zona de mesoplaya, de acuerdo a un estudio realizado en Oregón por Komar & Wang en 1986. La ilmenita es el mineral con mayor factor de concentración, seguido por el zircón y la hornblenda con el factor más bajo. La concentración se debe al constante movimiento de las aguas que seleccionan a las arenas y transportan hacia mar adentro a los minerales de menor densidad como el granate, hiperstena, epidota, augita y, junto con el cuarzo y feldespatos, la hornblenda.

Las fases minerales del olivino y plagioclasas indican una fuente máfica, la cual debido a la cercanía del campo volcánico de los Tuxtlas se infiere que provienen de ahí; sin embargo, la fase del cuarzo indicaría que proviene de otra fuente, una fuente félsica, lo que infiere que los sedimentos de la playa Montepío provienen de distintas fuentes y se depositaron en la playa través de sistema hidrológico.

5.5 GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ZIRCONES

5.5.1 Elementos traza y tierras raras.

La concentración de los elementos traza mediante ICP-MS en los zircones de la Playa Montepío de las muestras MPIO-7 y MPIO-9, se presentan en las Tablas 5.2 y 5.3.

Tabla 5. 2 Concentraciones (ppm) de elementos traza de los zircones de la Playa Montepío, correspondiente a la muestra MPIO-7.

Zircón	P	Ti	Y	Nb	Hf	Pb	Th	U	Th/U
Zr_MPIO7_1	113.00	11.90	319.00	1.60	10040.00	9.50	17.53	61.00	3.48
Zr_MPIO7_2	1100.00	2.30	1059.00	4.22	11640.00	1.80	216.80	567.00	2.62
Zr_MPIO7_3	276.00	3.70	750.00	1.30	10710.00	1.80	69.00	165.70	2.40
Zr_MPIO7_4	103.00	7.50	295.00	1.93	11030.00	19.60	30.70	116.00	3.78
Zr_MPIO7_5	113.00	15.30	433.00	2.39	10370.00	16.90	30.60	96.40	3.15
Zr_MPIO7_6	283.00	8.30	739.00	1.57	9700.00	0.00	66.80	108.00	1.62
Zr_MPIO7_7	1050.00	2.50	2720.00	16.40	10340.00	0.20	139.10	284.00	2.04
Zr_MPIO7_8	2860.00	4.10	3410.00	7.65	11180.00	8.10	823.00	2958.00	3.59
Zr_MPIO7_9	480.00	3.80	873.00	1.98	9950.00	16.90	198.00	355.00	1.79
Zr_MPIO7_10	238.00	6.10	544.00	2.69	10180.00	38.90	65.70	194.60	2.96
Zr_MPIO7_11	288.00	23.50	750.00	3.52	10360.00	30.30	57.00	191.00	3.35
Zr_MPIO7_12	283.00	4.60	925.00	2.04	10010.00	6.30	125.70	138.00	1.10
Zr_MPIO7_13	537.00	10.60	6000.00	12.10	8360.00	2.20	507.00	459.00	0.91
Zr_MPIO7_14	478.00	5.70	1351.00	17.10	9060.00	63.00	76.30	430.00	5.64
Zr_MPIO7_15	241.00	17.60	423.00	2.76	10440.00	5.30	4.99	29.90	5.99
Zr_MPIO7_16	197.00	7.10	1085.00	3.75	5160.00	0.00	58.37	72.40	1.24
Zr_MPIO7_17	166.00	3.90	421.00	1.85	10110.00	3.10	71.00	195.30	2.75
Zr_MPIO7_18	99.00	11.20	364.00	0.69	8550.00	42.40	28.50	207.20	7.27
Zr_MPIO7_19	353.00	6.70	1176.00	1.07	9080.00	18.80	48.00	94.00	1.96
Zr_MPIO7_20	114.00	52000.00	407.00	325.00	10450.00	36.90	30.40	180.00	5.92
Zr_MPIO7_21	257.00	4.80	980.00	1.28	9900.00	0.00	135.00	198.00	1.47
Zr_MPIO7_22	269.00	4.10	1043.00	1.88	9970.00	13.70	171.80	376.00	2.19
Zr_MPIO7_23	304.00	2.50	1492.00	2.19	10430.00	5.10	143.10	362.00	2.53
Zr_MPIO7_24	3360.00	2.00	950.00	3.49	11890.00	1.70	225.30	496.60	2.20
Zr_MPIO7_25	261.00	10.70	592.00	1.21	10670.00	1.50	31.90	52.70	1.65
Zr_MPIO7_26	180.00	4.40	515.00	1.25	11410.00	0.50	58.90	115.00	1.95
Zr_MPIO7_27	304.00	4.40	1490.00	2.04	9560.00	20.60	68.20	107.90	1.58
Zr_MPIO7_28	467.00	5.10	2050.00	9.92	11000.00	11.00	210.00	399.00	1.90
Zr_MPIO7_29	143.00	12.00	479.00	0.65	7430.00	0.10	21.42	48.45	2.26
Zr_MPIO7_30	315.00	8.90	892.00	2.83	11680.00	62.50	96.40	287.40	2.98
Zr_MPIO7_31	179.00	14.20	428.00	1.51	11660.00	119.00	91.30	604.00	6.62
Zr_MPIO7_32	171.00	6.10	726.00	0.92	9940.00	0.20	54.50	75.30	1.38
Zr_MPIO7_33	702.00	8.40	1571.00	1.46	13150.00	83.00	95.70	394.00	4.12
Zr_MPIO7_34	215.00	6.70	1520.00	1.56	8770.00	5.30	81.70	127.00	1.55
Zr_MPIO7_35	184.00	21.30	807.00	2.67	12700.00	197.50	325.60	1431.60	4.40
Zr_MPIO7_36	185.00	6.30	436.00	1.73	10180.00	51.20	86.90	321.00	3.69
Zr_MPIO7_37	270.00	7.90	808.00	1.39	9570.00	1.90	97.80	227.00	2.32
Zr_MPIO7_38	220.00	6.50	715.00	5.90	8660.00	13.70	68.20	153.80	2.26
Zr_MPIO7_39	368.00	17.10	686.00	1.45	10430.00	8.40	72.40	82.70	1.14
Zr_MPIO7_40	164.00	2.90	761.00	2.31	10620.00	8.70	88.60	186.60	2.11
Zr_MPIO7_41	107.00	31.20	76.10	1.24	9820.00	6.20	5.36	37.20	6.94
Zr_MPIO7_42	222.00	9.10	753.00	1.24	8250.00	0.00	36.50	50.00	1.37

Zircón	P	Ti	Y	Nb	Hf	Pb	Th	U	Th/U
Zr_MPIO7_43	117.00	3.70	723.00	6.55	11890.00	8.80	38.40	86.20	2.25
Zr_MPIO7_44	470.00	25.20	995.00	6.47	12200.00	62.00	97.60	404.00	4.14
Zr_MPIO7_45	145.00	4.90	355.00	1.12	9430.00	8.90	45.50	112.30	2.47
Zr_MPIO7_46	475.00	3.80	2260.00	40.90	10520.00	3.10	508.50	586.00	1.15
Zr_MPIO7_47	460.00	8.40	1143.00	6.85	12590.00	1.80	166.30	314.00	1.89
Zr_MPIO7_48	358.00	17.80	1896.00	3.30	10070.00	143.80	191.80	809.00	4.22
Zr_MPIO7_49	430.00	6.50	630.00	1.54	9800.00	0.80	81.20	188.00	2.32
Zr_MPIO7_50	66.00	5.50	313.00	1.41	12590.00	49.50	48.50	232.60	4.80
Zr_MPIO7_51	360.00	18.60	581.00	2.99	10830.00	43.30	44.50	296.00	6.65
Zr_MPIO7_52	710.00	4.50	9150.00	27.80	8550.00	0.60	688.00	600.10	0.87
Zr_MPIO7_53	591.00	13.30	2050.00	2.95	9000.00	0.00	370.30	346.30	0.94
Zr_MPIO7_54	144.00	21.30	293.00	1.10	7470.00	10.70	23.20	58.70	2.53
Zr_MPIO7_55	113.00	12.10	366.00	5.93	10450.00	31.60	107.60	180.00	1.67
Zr_MPIO7_56	211.00	20.50	499.00	1.63	9660.00	5.50	14.95	29.71	1.99
Zr_MPIO7_57	1820.00	7.50	3410.00	1.37	10970.00	40.60	92.90	565.00	6.08
Zr_MPIO7_58	1060.00	3.70	3410.00	55.50	11450.00	2.40	98.70	430.00	4.36
Zr_MPIO7_59	65.00	14.60	317.00	2.19	10190.00	23.80	31.83	124.90	3.92
Zr_MPIO7_60	162.00	5.70	580.00	1.58	10030.00	3.60	72.40	93.50	1.29
Zr_MPIO7_61	225.00	13.20	474.00	5.04	11160.00	53.20	70.70	309.00	4.37
Zr_MPIO7_62	5500.00	10.40	872.00	2.43	6750.00	0.10	18.93	40.80	2.16
Zr_MPIO7_63	391.00	18.90	1045.00	7.82	14300.00	37.20	78.60	198.90	2.53
Zr_MPIO7_64	410.00	12.10	1020.00	15.50	13000.00	352.50	44.10	1367.00	31.00
Zr_MPIO7_65	449.00	6.20	1541.00	6.94	9900.00	1.40	140.20	247.90	1.77
Zr_MPIO7_66	470.00	8.50	1898.00	1.45	7730.00	2.70	80.90	111.10	1.37
Zr_MPIO7_67	276.00	10.20	1317.00	2.37	10570.00	10.60	189.00	262.20	1.39
Zr_MPIO7_68	203.00	8.50	588.00	1.01	8480.00	6.10	90.10	117.00	1.30
Zr_MPIO7_69	710.00	2.80	1020.00	2.54	11770.00	12.10	273.00	967.00	3.54
Zr_MPIO7_70	3320.00	5.00	1320.00	3.01	6910.00	0.20	47.25	61.40	1.30
Zr_MPIO7_71	98.00	6.80	830.00	3.15	11540.00	13.20	19.42	62.50	3.22
Zr_MPIO7_72	224.00	6.70	546.00	2.06	10180.00	14.60	22.90	73.30	3.20
Zr_MPIO7_73	136.00	16.90	103.10	1.74	12780.00	50.80	38.10	289.00	7.59
Zr_MPIO7_74	928.00	8.20	1970.00	4.92	12820.00	209.30	646.00	1309.00	2.03
Zr_MPIO7_75	500.00	4.00	3380.00	11.70	10420.00	0.40	305.00	463.00	1.52
Zr_MPIO7_76	319.00	15.00	1233.00	1.33	8990.00	0.40	74.90	96.60	1.29
Zr_MPIO7_77	145.00	15.10	1679.00	2.97	6740.00	0.20	105.60	138.50	1.31
Zr_MPIO7_78	87.00	2.70	208.00	0.71	11060.00	0.00	20.72	57.40	2.77
Zr_MPIO7_79	541.00	11.80	2300.00	10.80	8600.00	0.70	109.60	97.10	0.89
Zr_MPIO7_80	674.00	44.00	1830.00	4.63	9720.00	8.80	213.00	490.00	2.30
Zr_MPIO7_81	860.00	4.10	731.00	1.30	9050.00	3.70	113.90	223.00	1.96

Tabla 5. 3 Concentraciones (ppm) de elementos traza para la muestra MPIO-9.

Zircón	P	Ti	Y	Nb	Hf	Pb	Th	U	Th/U
Zr_MPIO9_1	12300.00	2.50	923.00	2.87	11230.00	6.80	64.80	124.60	1.92
Zr_MPIO9_2	227.00	10.10	608.00	8.53	9760.00	5.10	1.74	28.90	16.61
Zr_MPIO9_3	261.00	5.20	670.00	2.07	9170.00	27.70	70.30	148.40	2.11
Zr_MPIO9_4	489.00	69.00	768.00	3.31	9910.00	1.20	74.10	341.00	4.60
Zr_MPIO9_5	100.00	5.00	431.00	3.33	10980.00	15.20	24.70	86.50	3.50
Zr_MPIO9_6	286.00	3.00	1806.00	7.79	9050.00	1.90	236.30	670.00	2.84
Zr_MPIO9_7	142.00	2.60	750.00	1.31	10320.00	6.50	83.00	138.50	1.67
Zr_MPIO9_8	208.00	4.90	825.00	1.69	10060.00	7.20	90.00	169.00	1.88
Zr_MPIO9_9	225.00	8.30	581.00	1.55	7790.00	0.50	35.90	83.20	2.32
Zr_MPIO9_10	328.00	14.00	920.00	1.02	9620.00	0.50	44.60	97.00	2.18
Zr_MPIO9_11	185.00	14.00	985.00	0.91	8560.00	0.40	42.50	74.40	1.75
Zr_MPIO9_12	250.00	15.50	554.00	2.06	10430.00	13.70	47.80	73.70	1.54
Zr_MPIO9_13	432.00	4.40	2110.00	4.16	10110.00	2.00	482.00	656.00	1.36
Zr_MPIO9_14	134.00	25.30	130.00	1.19	10320.00	39.30	35.30	214.00	6.06
Zr_MPIO9_15	222.00	7.60	1250.00	1.81	9120.00	28.00	68.00	160.00	2.35
Zr_MPIO9_16	333.00	16.30	466.00	1.61	8940.00	10.90	45.90	69.20	1.51
Zr_MPIO9_17	205.00	9.20	638.00	1.55	7070.00	0.20	170.10	205.20	1.21
Zr_MPIO9_18	882.00	7.30	1850.00	1.01	12260.00	3.90	22.60	181.70	8.04
Zr_MPIO9_19	393.00	10.30	502.00	2.64	10560.00	16.30	20.80	93.00	4.47
Zr_MPIO9_20	221.00	6.30	1640.00	1.13	9490.00	0.40	80.60	144.80	1.80
Zr_MPIO9_21	510.00	2.50	1990.00	14.50	9530.00	1.40	659.00	1377.00	2.09
Zr_MPIO9_22	273.00	6.30	1684.00	3.88	10020.00	26.40	99.70	133.00	1.33
Zr_MPIO9_23	237.00	6.40	927.00	1.56	9180.00	0.00	50.20	125.30	2.50
Zr_MPIO9_24	245.00	7.10	721.00	0.98	10100.00	0.60	99.60	175.10	1.76
Zr_MPIO9_25	224.00	5.80	392.00	1.36	13150.00	1.80	26.90	55.40	2.06
Zr_MPIO9_26	390.00	254.00	582.00	2.66	9620.00	15.20	73.50	88.70	1.21
Zr_MPIO9_27	206.00	6.40	1360.00	1.00	9750.00	0.00	136.00	161.00	1.18
Zr_MPIO9_28	148.00	10.60	468.00	1.11	9070.00	0.20	41.80	84.20	2.01
Zr_MPIO9_29	232.00	2.20	870.00	1.40	10330.00	1.30	338.00	510.00	1.51
Zr_MPIO9_30	155.00	7.10	573.00	1.23	10260.00	1.90	132.90	238.20	1.79
Zr_MPIO9_31	310.00	7.60	1490.00	1.68	7940.00	0.90	88.00	170.00	1.93
Zr_MPIO9_32	297.00	273.00	366.00	0.53	10760.00	33.20	129.10	196.60	1.52
Zr_MPIO9_33	74.00	4.90	215.00	1.51	10770.00	45.50	39.00	277.50	7.12
Zr_MPIO9_34	232.00	14.10	703.00	2.54	8220.00	0.00	30.70	37.70	1.23
Zr_MPIO9_35	340.00	9.20	1101.00	1.27	10310.00	0.60	125.60	175.00	1.39
Zr_MPIO9_36	260.00	11.10	816.00	1.21	8120.00	0.50	41.40	94.00	2.27
Zr_MPIO9_37	780.00	7.70	1105.00	2.03	9440.00	23.70	51.70	113.90	2.20
Zr_MPIO9_38	126.00	12.70	163.00	0.79	9960.00	16.00	14.70	86.90	5.91
Zr_MPIO9_39	104.00	4.20	980.00	3.04	10910.00	9.60	244.00	926.00	3.80
Zr_MPIO9_40	372.00	9.10	3180.00	14.21	7840.00	0.40	324.70	487.00	1.50
Zr_MPIO9_41	359.00	9.20	645.00	2.15	9370.00	14.60	27.50	80.30	2.92
Zr_MPIO9_42	643.00	2.20	2150.00	9.30	13280.00	11.30	193.00	1390.00	7.20
Zr_MPIO9_43	64.00	3.30	135.00	0.51	6490.00	0.80	7.90	29.70	3.76
Zr_MPIO9_44	229.00	6.30	375.00	0.94	9840.00	0.30	44.20	86.80	1.96
Zr_MPIO9_45	90.00	2.80	375.00	1.21	10330.00	4.00	38.20	69.70	1.83
Zr_MPIO9_46	427.00	29.00	817.00	1.70	9980.00	18.10	73.30	104.50	1.43
Zr_MPIO9_47	67.00	2.40	391.00	1.50	12330.00	13.00	39.90	293.00	7.34
Zr_MPIO9_48	54.00	2.70	524.00	1.73	10580.00	5.80	101.00	127.10	1.26
Zr_MPIO9_49	500.00	4.50	1260.00	1.65	10680.00	0.90	106.00	200.00	1.89
Zr_MPIO9_50	517.00	5.10	356.00	1.13	10180.00	18.10	134.20	245.10	1.83
Zr_MPIO9_51	369.00	7.40	1480.00	3.77	8920.00	10.00	116.40	224.00	1.92
Zr_MPIO9_52	412.00	3.00	1145.00	3.09	11580.00	9.70	158.00	463.00	2.93
Zr_MPIO9_53	239.00	6.60	513.00	1.16	9400.00	23.10	43.60	127.90	2.93

Zircón	P	Ti	Y	Nb	Hf	Pb	Th	U	Th/U
Zr_MPIO9_54	251.00	10.80	644.00	6.53	13810.00	52.70	41.90	230.00	5.49
Zr_MPIO9_55	216.00	4.90	889.00	2.73	10900.00	0.60	60.80	158.20	2.60
Zr_MPIO9_56	105.00	29.00	967.00	3.06	10030.00	8.10	112.60	191.00	1.70
Zr_MPIO9_57	286.00	8.60	2400.00	5.46	8450.00	7.20	496.00	557.00	1.12
Zr_MPIO9_58	264.00	7.50	3150.00	3.33	10450.00	6.30	737.00	1366.00	1.85
Zr_MPIO9_59	320.00	9.70	743.00	2.01	9080.00	0.60	52.70	123.50	2.34
Zr_MPIO9_60	470.00	7.10	1230.00	13.10	8580.00	0.10	180.80	250.30	1.38
Zr_MPIO9_61	310.00	6.40	880.00	131.70	10840.00	70.80	17.50	313.00	17.89
Zr_MPIO9_62	350.00	7.60	939.00	2.22	8780.00	16.90	52.80	85.90	1.63
Zr_MPIO9_63	145.00	40.30	55.90	1.92	10500.00	10.60	9.59	57.70	6.02
Zr_MPIO9_64	373.00	19.00	1434.00	1.72	9640.00	0.50	137.80	189.60	1.38
Zr_MPIO9_65	181.00	12.00	709.00	1.39	10840.00	0.30	88.00	137.00	1.56
Zr_MPIO9_66	196.00	36.60	404.00	1.13	9580.00	8.50	31.08	52.60	1.69
Zr_MPIO9_67	324.00	20.80	817.00	1.26	8860.00	0.00	119.60	110.40	0.92
Zr_MPIO9_68	55.00	4.70	374.00	0.85	11910.00	0.10	41.20	100.00	2.43
Zr_MPIO9_69	127.00	262.00	804.00	3.07	10840.00	6.00	27.83	132.70	4.77
Zr_MPIO9_70	239.00	4.30	981.00	2.03	10290.00	0.00	110.90	280.00	2.53
Zr_MPIO9_71	472.00	10.80	4580.00	49.80	6090.00	0.20	806.10	621.00	0.77
Zr_MPIO9_72	220.00	3.80	709.00	1.82	9120.00	25.50	37.90	104.50	2.76
Zr_MPIO9_73	242.00	21.40	494.00	6.02	15580.00	26.90	269.00	136.40	0.51
Zr_MPIO9_74	413.00	44.20	2710.00	15.90	7030.00	0.30	418.00	279.00	0.67
Zr_MPIO9_75	371.00	29.70	1129.00	10.00	11950.00	0.20	94.80	155.90	1.65
Zr_MPIO9_76	481.00	6.20	1205.00	1.90	8970.00	39.30	103.40	212.00	2.05
Zr_MPIO9_77	530.00	3.50	2070.00	6.21	8770.00	15.20	1013.00	1072.00	1.06
Zr_MPIO9_78	84.00	38.60	292.00	1.22	11290.00	32.80	45.50	169.00	3.71

Como se podrá apreciar las concentraciones en los zircones de la muestra MPIO-7 de elementos traza como Th y U van de 4.99 – 823 y de 29.1 a 2958 ppm respectivamente, en cuanto a la muestra MPIO-9 sus concentraciones están entre 1.74 – 1013 y 28.90 – 1390 ppm respectivamente. Por otra parte la relación Th/U en la muestra MPIO-7 se encuentra entre 0.87 – 31 con un promedio de 2.90 ppm, en tanto en la muestra MPIO-9 es de 0.51- 17.89 con un promedio de 2.89 ppm, lo cual es característico de los zircones de fuente ígnea (Rubatto, 2002). Lo que indica que los zircones analizados muestran afinidad hacia una fuente ígnea.

La concentración de tierras raras obtenidas mediante ICP-MS en los zircones de la Playa Montepío de las muestras MPIO-7 y MPIO-9, se presentan en las Tablas 5.4 y 5.5

Tabla 5. 4 Concentraciones (ppm) de tierras raras en zircones de la Playa Montepío muestra MPIO-7.

ZIRCÓN	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
ZR_MPIO7_1	0.00	6.71	0.06	0.63	1.89	9.29	8.28	2.62	31.10	10.84	48.70	93.50	18.80	213.84	0.35	0.23	446.84
ZR_MPIO7_2	7.40	31.10	3.00	14.80	5.00	61.30	19.10	6.84	84.60	34.40	167.20	357.00	73.90	743.04	0.32	0.09	1609.08
ZR_MPIO7_3	0.20	7.44	0.12	0.73	1.65	10.14	8.89	3.71	52.40	23.80	124.90	329.00	79.50	622.20	0.33	0.21	1265.21
ZR_MPIO7_4	0.00	6.78	0.09	1.05	2.17	10.09	9.39	2.68	29.10	9.88	40.90	70.90	14.00	176.85	0.39	0.22	374.49
ZR_MPIO7_5	0.00	8.03	0.07	0.82	1.97	10.89	8.95	3.45	38.70	14.80	66.90	128.40	26.30	287.50	0.19	0.12	597.09
ZR_MPIO7_6	0.03	16.40	0.08	1.06	2.53	20.10	13.90	4.83	57.60	24.00	116.00	264.00	61.20	541.53	1.19	0.49	1124.94
ZR_MPIO7_7	0.00	37.20	0.06	1.64	5.29	44.19	31.80	15.56	210.00	85.40	406.00	886.00	169.60	1804.36	1.33	0.24	3698.67
ZR_MPIO7_8	6.47	35.60	2.84	15.70	10.96	71.57	52.30	22.10	282.00	108.90	518.00	1079.00	215.60	2277.90	0.84	0.09	4699.87
ZR_MPIO7_9	1.03	15.20	0.38	2.12	2.04	20.77	11.31	4.41	58.70	26.80	133.70	346.00	82.10	663.02	0.60	0.30	1368.48
ZR_MPIO7_10	0.01	12.15	0.06	0.79	1.87	14.88	10.86	3.86	47.50	18.92	86.00	167.80	34.00	368.94	0.22	0.12	767.97
ZR_MPIO7_11	0.08	13.30	0.14	1.20	3.37	18.09	16.20	5.79	67.60	25.10	112.70	220.00	43.50	490.89	0.37	0.13	1018.46
ZR_MPIO7_12	0.01	25.90	0.14	1.99	3.61	31.64	18.60	6.16	74.50	30.20	144.90	331.00	73.50	678.86	1.47	0.44	1422.92
ZR_MPIO7_13	0.28	26.70	1.53	27.90	50.10	106.51	229.00	65.20	687.00	220.00	875.00	1270.00	232.00	3578.20	4.16	0.10	7373.68
ZR_MPIO7_14	0.01	33.10	0.09	1.66	4.27	39.13	23.50	9.47	122.50	49.60	229.00	495.00	108.30	1037.37	1.80	0.43	2155.24
ZR_MPIO7_15	0.00	3.67	0.09	1.38	2.84	7.98	12.67	4.05	42.50	14.79	59.00	104.70	20.58	258.29	0.21	0.09	532.84
ZR_MPIO7_16	0.01	10.74	0.16	3.09	5.38	19.38	30.70	9.54	108.40	39.30	163.90	288.00	60.70	700.54	0.54	0.10	1440.48
ZR_MPIO7_17	0.00	12.59	0.06	0.45	1.22	14.31	6.16	2.27	30.00	12.99	63.40	177.00	44.00	335.82	0.50	0.45	701.21
ZR_MPIO7_18	0.00	1.18	0.05	0.43	1.36	3.03	7.29	2.39	29.40	11.78	53.70	107.30	22.50	234.36	0.14	0.11	475.02
ZR_MPIO7_19	0.03	5.73	0.36	5.11	9.74	20.97	36.60	11.36	116.20	40.40	160.00	267.00	50.30	681.86	0.79	0.11	1406.56
ZR_MPIO7_20	0.17	5.98	0.10	0.83	1.60	8.67	8.17	3.17	35.70	13.85	60.30	117.80	24.10	263.09	0.18	0.12	543.82

ZIRCÓN	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
ZR_MPIO7_21	0.02	20.50	0.13	2.56	4.15	27.35	20.20	6.85	78.50	31.00	143.00	329.00	73.60	682.15	1.42	0.39	1420.81
ZR_MPIO7_22	0.03	19.50	0.13	1.79	3.41	24.85	17.70	5.99	76.90	32.70	164.50	430.00	103.00	830.79	1.27	0.40	1712.95
ZR_MPIO7_23	0.00	5.53	0.07	1.56	4.54	11.70	31.70	11.44	138.90	53.10	231.00	396.00	78.70	940.84	0.25	0.05	1905.38
ZR_MPIO7_24	23.30	68.20	6.93	31.00	7.80	137.23	16.40	5.43	68.20	29.20	147.60	355.00	79.50	701.33	0.58	0.15	1677.85
ZR_MPIO7_25	0.00	11.02	0.08	0.34	1.16	12.60	9.40	3.64	46.70	19.40	95.70	199.00	42.30	416.14	0.26	0.17	857.90
ZR_MPIO7_26	0.00	12.52	0.06	0.73	1.57	14.88	9.49	3.26	39.30	16.37	80.50	200.00	48.40	397.32	0.66	0.40	825.47
ZR_MPIO7_27	0.56	10.53	0.77	9.50	12.10	33.46	49.90	14.90	155.00	54.40	215.00	348.00	66.30	903.50	0.92	0.10	1874.94
ZR_MPIO7_28	0.07	24.20	0.13	1.59	4.87	30.86	32.70	12.83	171.00	68.60	321.00	631.00	128.70	1365.83	0.60	0.11	2794.08
ZR_MPIO7_29	0.00	2.61	0.04	0.80	1.61	5.06	8.90	3.30	38.90	16.10	75.00	150.70	33.10	326.00	0.54	0.34	663.00
ZR_MPIO7_30	0.00	11.22	0.16	3.11	5.05	19.54	24.10	8.11	86.40	29.90	126.40	218.80	42.30	536.01	0.24	0.06	1111.39
ZR_MPIO7_31	0.06	3.10	0.12	1.00	0.98	5.26	6.24	2.20	29.20	12.92	68.90	175.00	40.30	334.76	0.17	0.16	680.36
ZR_MPIO7_32	0.00	8.28	0.13	2.03	3.73	14.17	16.90	5.54	60.70	23.00	104.40	228.00	51.20	489.74	1.43	0.46	1009.70
ZR_MPIO7_33	0.02	2.54	0.12	1.13	3.09	6.90	24.00	9.90	129.10	52.10	241.00	474.00	94.90	1025.00	0.30	0.08	2064.18
ZR_MPIO7_34	0.00	9.94	0.14	2.96	6.22	19.26	33.00	11.40	132.00	50.90	225.00	440.00	88.60	980.90	1.23	0.21	2001.76
ZR_MPIO7_35	2.48	32.80	1.09	6.55	5.10	48.02	18.90	5.69	66.10	25.10	112.10	267.00	56.30	551.19	2.03	0.56	1201.01
ZR_MPIO7_36	0.00	9.77	0.07	0.58	2.07	12.49	9.47	3.43	39.40	14.47	63.30	127.80	25.20	283.07	0.29	0.17	591.57
ZR_MPIO7_37	0.00	15.50	0.05	0.88	2.41	18.84	15.50	5.61	64.80	25.40	114.90	255.00	58.20	539.41	1.22	0.46	1118.18
ZR_MPIO7_38	0.00	27.00	0.08	1.01	2.61	30.70	13.70	5.31	63.50	24.40	110.50	227.00	45.80	490.21	0.83	0.34	1043.00
ZR_MPIO7_39	0.00	13.97	0.11	1.91	3.49	19.48	18.10	5.48	62.30	22.80	97.20	181.00	36.20	423.08	0.82	0.25	886.19
ZR_MPIO7_40	0.00	12.58	0.05	0.51	1.75	14.89	10.10	4.33	56.80	24.10	121.40	282.00	63.10	561.83	0.23	0.13	1153.81

ZIRCÓN	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
ZR_MPIO7_41	0.01	1.00	0.04	0.23	0.50	1.78	1.63	0.56	6.42	2.42	9.07	16.08	3.08	39.26	0.07	0.22	82.38
ZR_MPIO7_42	0.00	10.30	0.07	1.33	2.74	14.44	15.30	4.93	56.60	23.60	115.60	263.00	59.80	538.83	1.16	0.43	1108.13
ZR_MPIO7_43	0.03	11.25	0.06	0.51	1.42	13.27	11.75	4.78	63.10	25.20	113.50	217.00	40.80	476.13	0.03	0.02	978.86
ZR_MPIO7_44	0.14	14.30	0.18	1.66	3.03	19.31	17.20	6.60	87.00	33.90	158.00	333.00	69.00	704.70	0.90	0.30	1449.21
ZR_MPIO7_45	0.00	6.37	0.03	0.51	1.15	8.06	5.35	1.88	24.40	10.60	57.40	158.00	39.50	297.13	0.37	0.38	611.13
ZR_MPIO7_46	0.00	129.00	0.11	1.31	2.99	133.41	23.90	10.08	146.70	67.00	348.00	806.00	163.70	1565.38	0.35	0.09	3398.01
ZR_MPIO7_47	0.00	30.90	0.11	1.29	3.22	35.52	21.80	7.89	98.70	39.30	182.00	375.00	77.10	801.79	0.36	0.10	1675.07
ZR_MPIO7_48	0.38	17.90	0.51	5.51	8.80	33.10	43.50	14.92	175.00	65.60	288.00	522.00	99.60	1208.62	1.56	0.20	2485.20
ZR_MPIO7_49	0.97	16.50	0.36	2.80	2.57	23.20	11.37	3.99	50.10	19.50	93.10	211.00	47.40	436.46	0.80	0.38	920.50
ZR_MPIO7_50	0.00	4.27	0.04	0.25	0.84	5.40	4.63	1.92	25.20	9.84	48.50	108.00	22.60	220.69	0.06	0.07	452.31
ZR_MPIO7_51	0.06	10.44	0.15	1.38	2.92	14.94	14.80	4.77	54.20	19.30	80.30	147.20	29.80	350.37	0.28	0.11	731.01
ZR_MPIO7_52	0.77	72.10	1.51	22.90	54.10	151.38	304.00	94.70	1029.00	353.00	1350.00	1850.00	322.00	5302.70	0.77	0.01	10908.94
ZR_MPIO7_53	0.01	40.50	0.21	3.03	8.13	51.88	49.60	15.43	176.00	66.40	294.00	620.00	134.80	1356.23	4.44	0.52	2821.18
ZR_MPIO7_54	0.02	4.32	0.20	1.72	1.80	8.06	6.90	2.19	23.20	8.80	40.00	81.30	17.70	180.09	0.56	0.42	377.28
ZR_MPIO7_55	0.00	56.70	0.08	1.14	1.87	59.79	7.80	2.46	28.80	11.30	53.10	125.60	28.70	257.76	0.66	0.45	636.22
ZR_MPIO7_56	0.00	12.81	0.06	1.05	2.05	15.97	10.40	3.69	44.20	16.89	76.20	154.90	32.00	338.28	0.66	0.35	709.51
ZR_MPIO7_57	0.00	0.92	0.13	2.33	8.71	12.09	61.10	26.20	317.00	116.20	467.00	719.00	130.20	1836.70	0.14	0.01	3697.73
ZR_MPIO7_58	0.01	19.90	0.11	2.39	6.85	29.25	41.90	18.89	258.00	110.70	538.00	1202.00	242.00	2411.49	2.45	0.34	4884.27
ZR_MPIO7_59	0.00	8.89	0.04	0.74	1.39	11.06	6.97	2.49	27.90	10.32	46.70	106.00	22.30	222.68	0.36	0.29	468.13
ZR_MPIO7_60	0.14	18.50	0.11	0.95	1.84	21.54	10.15	3.59	46.00	18.60	88.30	211.00	48.30	425.94	0.67	0.37	896.00
ZR_MPIO7_61	0.00	10.52	0.04	0.58	1.51	12.65	8.42	3.24	40.30	15.75	73.10	155.40	32.10	328.31	0.15	0.10	682.17
ZR_MPIO7_62	131.00	318.00	44.00	209.00	44.10	746.10	53.70	10.49	94.30	31.00	127.10	228.00	46.40	590.99	2.23	0.14	2676.55

ZIRCÓN	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
ZR_MPIO7_63	0.27	57.80	0.29	2.85	4.44	65.65	19.80	7.08	86.40	34.30	158.10	335.00	70.20	710.88	0.24	0.07	1553.36
ZR_MPIO7_64	0.05	6.34	0.13	0.45	1.11	8.08	6.97	3.50	60.70	30.70	185.00	491.00	108.00	885.87	0.14	0.12	1788.16
ZR_MPIO7_65	0.00	61.40	0.12	1.60	4.96	68.08	29.40	11.11	132.40	53.70	233.00	433.00	86.60	979.21	0.75	0.15	2095.47
ZR_MPIO7_66	1.90	14.60	0.74	9.80	10.70	37.74	50.90	15.60	179.50	67.60	285.00	480.00	94.90	1173.50	3.50	0.38	2426.36
ZR_MPIO7_67	0.20	23.20	0.22	2.93	5.48	32.03	27.30	9.20	108.10	41.80	196.40	415.00	88.90	886.70	1.07	0.22	1838.75
ZR_MPIO7_68	0.00	10.87	0.10	2.06	3.29	16.32	12.80	3.93	45.80	18.50	88.90	228.00	52.80	450.73	1.20	0.49	935.78
ZR_MPIO7_69	6.00	20.60	1.45	6.90	2.94	37.89	13.70	5.06	68.90	30.70	163.00	422.00	97.80	801.16	0.33	0.13	1678.56
ZR_MPIO7_70	207.00	520.00	69.00	314.00	58.00	1168.00	82.00	17.00	143.00	48.20	190.00	338.00	66.70	884.90	2.60	0.12	4108.52
ZR_MPIO7_71	0.00	6.72	0.09	1.64	3.73	12.18	19.00	6.75	76.60	28.60	126.40	228.00	45.90	531.25	0.40	0.12	1087.37
ZR_MPIO7_72	0.00	13.80	0.06	0.75	2.14	16.75	11.30	3.69	45.00	17.40	83.30	202.00	44.90	407.59	0.45	0.22	849.36
ZR_MPIO7_73	0.00	2.62	0.06	0.86	1.90	5.44	5.77	1.54	13.03	3.45	11.20	13.70	2.49	51.18	0.13	0.11	113.47
ZR_MPIO7_74	0.07	30.80	0.11	1.64	5.63	38.25	35.70	13.26	164.10	66.50	304.00	627.00	125.60	1336.16	0.43	0.07	2749.32
ZR_MPIO7_75	6.50	39.00	2.60	17.60	16.50	82.20	81.00	28.40	327.00	124.00	497.00	770.00	139.70	1967.10	0.31	0.02	4098.93
ZR_MPIO7_76	0.00	13.80	0.21	2.49	5.05	21.56	29.20	9.53	110.10	40.80	175.00	318.00	64.70	747.33	1.34	0.26	1539.38
ZR_MPIO7_77	0.10	5.56	0.49	6.63	9.94	22.72	48.50	15.70	169.00	60.20	253.00	423.00	83.50	1052.90	1.41	0.16	2152.82
ZR_MPIO7_78	0.00	6.21	0.04	0.19	0.55	6.99	2.87	1.17	14.20	6.15	32.80	89.30	22.30	168.79	0.28	0.55	352.38
ZR_MPIO7_79	0.00	131.00	0.20	4.86	10.30	146.36	54.00	19.50	238.00	81.90	353.00	578.00	105.30	1429.70	2.15	0.22	3154.49
ZR_MPIO7_80	0.09	16.39	0.10	1.36	3.86	21.79	25.30	10.33	135.90	59.60	295.00	662.00	143.90	1332.03	0.43	0.10	2708.17
ZR_MPIO7_81	8.20	31.10	2.19	10.70	4.67	56.86	19.60	5.40	61.80	22.90	104.90	221.00	49.10	484.70	1.60	0.44	1085.16

Tabla 5. 5 Concentraciones (ppm) de tierras raras en zircones de la Playa Montepío muestra MPIO-9.

ZIRCÓN	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
ZR_MPIO9_1	103.00	321.00	46.00	232.00	54.00	756.00	61.00	11.50	95.00	31.10	133.00	270.00	56.50	658.10	2.78	0.15	2831.13
ZR_MPIO9_2	0.00	12.49	0.06	0.84	2.39	15.78	12.70	4.72	55.30	21.60	94.80	170.40	34.60	394.12	0.21	0.09	820.10
ZR_MPIO9_3	0.01	6.00	0.10	2.27	3.90	12.28	19.40	5.90	63.00	21.90	99.00	188.00	38.70	435.90	0.61	0.18	897.14
ZR_MPIO9_4	0.23	5.23	0.15	0.78	1.59	7.97	11.04	4.51	59.70	24.80	119.20	257.00	55.00	531.25	0.25	0.13	1078.82
ZR_MPIO9_5	0.00	12.59	0.06	0.67	1.44	14.76	7.41	2.85	34.10	14.20	66.60	157.00	33.90	316.06	0.28	0.21	662.13
ZR_MPIO9_6	0.00	15.90	0.06	1.64	4.18	21.78	26.80	10.19	140.20	58.30	282.00	596.00	126.70	1240.19	0.48	0.10	2524.53
ZR_MPIO9_7	0.00	18.80	0.10	0.96	2.52	22.38	15.60	5.10	57.60	23.50	111.80	266.00	64.90	544.50	1.22	0.45	1135.43
ZR_MPIO9_8	0.13	11.60	0.11	0.79	2.21	14.84	12.50	5.04	62.30	26.00	129.00	309.00	67.50	611.34	0.48	0.22	1253.05
ZR_MPIO9_9	5.70	11.90	1.40	7.00	3.66	29.66	15.00	5.00	56.40	20.43	85.70	154.80	30.60	367.93	0.39	0.14	795.71
ZR_MPIO9_10	0.00	1.51	0.10	1.10	3.68	6.39	20.90	7.03	85.00	31.60	141.00	255.00	51.10	591.63	0.16	0.04	1196.25
ZR_MPIO9_11	0.00	2.03	0.11	1.93	4.78	8.85	27.10	8.59	96.70	34.30	141.00	243.00	47.40	598.09	0.42	0.09	1214.37
ZR_MPIO9_12	0.00	22.70	0.14	2.01	3.63	28.48	14.40	4.64	51.20	18.70	80.00	165.00	33.70	367.64	0.90	0.33	793.46
ZR_MPIO9_13	0.00	38.80	0.12	2.05	6.30	47.27	38.00	13.70	164.00	64.50	305.00	622.00	129.00	1336.20	2.17	0.33	2769.43
ZR_MPIO9_14	0.01	2.94	0.07	0.65	1.38	5.05	6.06	1.71	16.40	4.26	15.20	19.20	3.38	66.21	0.30	0.27	143.09
ZR_MPIO9_15	0.02	6.58	0.29	4.60	8.20	19.68	37.60	11.60	124.00	43.20	179.00	295.00	56.20	746.60	0.65	0.09	1533.31
ZR_MPIO9_16	0.01	7.97	0.09	0.89	2.27	11.23	12.48	3.87	44.60	15.39	64.80	111.40	21.30	273.84	0.26	0.12	570.52
ZR_MPIO9_17	0.01	13.77	0.19	2.55	3.16	19.68	12.74	4.02	46.80	18.86	92.90	234.00	55.30	464.62	1.43	0.59	970.63
ZR_MPIO9_18	0.00	0.47	0.06	0.68	2.46	3.67	23.30	10.60	148.90	61.40	289.00	565.00	113.70	1211.90	0.07	0.02	2431.23
ZR_MPIO9_19	0.00	6.75	0.08	0.87	1.90	9.60	11.11	3.96	47.10	17.30	76.30	131.50	26.90	314.17	0.11	0.06	647.71
ZR_MPIO9_20	0.01	7.73	0.16	3.47	7.20	18.58	41.10	14.00	157.00	57.30	240.00	426.00	87.00	1022.40	1.46	0.20	2083.61
ZR_MPIO9_21	0.00	29.10	0.04	0.74	2.58	32.46	24.30	10.20	135.00	58.40	310.00	817.00	186.00	1540.90	1.58	0.40	3148.70
ZR_MPIO9_22	0.02	25.10	0.32	4.71	7.64	37.79	36.60	12.93	151.70	56.50	252.00	472.00	93.20	1074.93	0.78	0.12	2226.33
ZR_MPIO9_23	0.00	11.31	0.06	0.79	1.98	14.14	14.44	5.49	70.60	29.30	146.90	328.00	75.40	670.13	0.73	0.30	1369.57
ZR_MPIO9_24	0.00	7.17	0.11	1.34	2.47	11.09	13.47	4.36	55.50	22.20	110.30	268.00	61.90	535.73	0.99	0.42	1095.04
ZR_MPIO9_25	0.00	10.88	0.05	0.25	0.98	12.16	5.33	2.15	29.30	12.48	66.00	153.70	34.40	303.36	0.12	0.13	631.30

ZIRCÓN	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
ZR_MPIO9_26	0.00	17.90	0.08	1.67	3.45	23.10	14.90	5.02	56.30	20.20	89.70	160.50	33.70	380.32	0.33	0.12	807.29
ZR_MPIO9_27	0.02	18.20	0.29	4.71	7.75	30.97	35.00	10.80	122.00	45.10	197.00	394.00	85.40	889.30	2.97	0.46	1843.96
ZR_MPIO9_28	0.00	8.72	0.08	1.07	2.30	12.17	9.28	3.12	36.40	14.30	72.10	176.00	41.70	352.90	0.80	0.46	731.39
ZR_MPIO9_29	0.01	15.30	0.12	1.72	3.05	20.19	16.00	5.63	67.40	26.90	129.00	308.00	72.50	625.43	1.26	0.44	1292.95
ZR_MPIO9_30	0.11	29.30	0.21	2.30	3.01	34.93	14.10	4.51	49.00	18.60	85.70	180.00	39.00	390.91	0.96	0.37	853.01
ZR_MPIO9_31	0.01	4.80	0.30	5.53	10.74	21.38	50.70	15.20	161.00	52.80	213.00	322.00	61.70	876.40	0.68	0.07	1796.30
ZR_MPIO9_32	0.00	2.84	0.11	1.98	3.98	8.91	19.00	5.37	47.10	12.16	39.10	42.30	7.03	172.06	0.14	0.04	362.12
ZR_MPIO9_33	0.00	4.67	0.06	0.68	1.99	7.40	9.17	2.64	24.40	6.93	24.80	36.60	7.00	111.54	0.18	0.11	238.17
ZR_MPIO9_34	0.00	29.60	0.12	1.82	3.27	34.82	16.90	5.23	61.70	23.60	109.70	224.00	48.30	489.43	1.48	0.49	1050.46
ZR_MPIO9_35	0.24	17.10	0.23	3.09	5.88	26.54	29.40	9.18	101.40	36.80	159.00	295.00	60.50	691.28	1.53	0.29	1437.46
ZR_MPIO9_36	0.00	3.58	0.08	0.62	2.79	7.07	14.80	4.94	66.30	26.20	122.00	245.00	55.30	534.54	0.69	0.26	1084.16
ZR_MPIO9_37	6.40	21.20	2.47	15.90	10.50	56.47	35.20	9.91	108.40	36.50	153.50	260.00	50.60	654.11	0.85	0.12	1422.13
ZR_MPIO9_38	0.00	3.00	0.04	0.24	0.81	4.09	3.68	1.28	14.40	5.09	23.10	50.60	11.08	109.23	0.33	0.49	227.47
ZR_MPIO9_39	0.02	22.60	0.10	0.89	2.92	26.52	17.40	5.85	70.80	27.80	134.30	327.00	79.60	662.75	1.62	0.54	1380.70
ZR_MPIO9_40	2.70	29.80	1.42	13.50	19.50	66.92	88.10	30.40	336.00	115.60	476.00	845.00	161.10	2052.20	2.52	0.16	4240.92
ZR_MPIO9_41	0.00	6.72	0.10	1.57	2.76	11.15	14.47	4.76	54.70	20.60	92.90	193.60	39.90	420.93	0.48	0.19	864.83
ZR_MPIO9_42	0.00	4.92	0.07	0.69	2.91	8.59	27.00	12.50	176.00	72.30	344.00	664.00	133.00	1428.80	0.28	0.06	2875.13
ZR_MPIO9_43	0.00	0.73	0.04	0.12	0.20	1.09	1.28	0.57	7.97	4.03	23.30	72.70	21.20	131.05	0.15	0.70	265.13
ZR_MPIO9_44	0.00	8.55	0.03	0.53	0.95	10.06	7.42	2.34	28.40	11.41	57.00	142.10	33.40	282.07	0.55	0.45	585.26
ZR_MPIO9_45	0.00	12.60	0.03	0.24	0.61	13.48	4.94	1.87	25.60	11.10	57.30	167.00	40.80	308.61	0.25	0.30	644.73
ZR_MPIO9_46	0.27	3.26	0.24	2.50	4.07	10.35	21.30	6.78	74.10	26.30	111.10	202.00	40.70	482.28	0.33	0.09	985.67
ZR_MPIO9_47	0.00	3.75	0.01	0.26	0.51	4.53	4.22	1.64	24.50	11.39	61.00	184.00	44.80	331.55	0.26	0.38	672.80
ZR_MPIO9_48	0.00	16.30	0.02	0.29	0.95	17.56	6.30	2.55	34.50	15.20	83.90	240.00	62.50	444.95	0.57	0.53	926.12
ZR_MPIO9_49	0.10	11.34	0.07	0.83	2.74	15.09	20.00	7.77	101.00	40.50	200.00	427.00	92.30	888.57	0.90	0.27	1808.48
ZR_MPIO9_50	3.99	18.20	0.76	2.49	1.30	26.74	5.72	2.04	27.30	10.75	53.80	136.70	34.20	270.51	0.42	0.40	595.31

ZIRCÓN	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
ZR_MPIO9_51	0.00	31.50	0.10	1.86	3.58	37.04	20.80	7.81	105.10	45.60	234.00	584.00	139.00	1136.31	1.61	0.44	2348.76
ZR_MPIO9_52	0.07	8.99	0.09	0.77	1.99	11.91	13.30	5.74	81.90	36.90	190.00	452.00	100.00	879.84	0.19	0.08	1783.77
ZR_MPIO9_53	0.13	8.14	0.07	0.71	1.77	10.82	10.18	3.60	43.40	17.09	77.90	150.50	31.10	333.77	0.40	0.22	689.79
ZR_MPIO9_54	0.00	13.27	0.02	0.09	0.75	14.14	5.64	2.78	42.40	20.12	115.80	300.00	65.60	552.34	0.12	0.12	1133.19
ZR_MPIO9_55	0.00	11.86	0.06	1.01	2.36	15.29	16.10	6.14	76.40	30.80	145.20	274.00	58.00	606.64	0.29	0.11	1244.26
ZR_MPIO9_56	0.10	33.80	0.09	1.21	2.64	37.84	16.90	6.13	73.20	30.10	146.70	335.00	74.90	682.93	1.15	0.40	1443.08
ZR_MPIO9_57	0.00	37.30	0.12	2.27	7.07	46.76	47.80	16.22	195.00	76.10	355.00	771.00	170.60	1631.72	4.10	0.51	3361.56
ZR_MPIO9_58	0.03	39.70	0.40	7.90	14.90	62.92	80.30	25.50	285.00	98.50	443.00	820.00	163.00	1915.30	1.80	0.13	3958.37
ZR_MPIO9_59	0.00	3.41	0.07	0.91	2.23	6.62	15.30	5.42	66.50	25.40	113.90	205.00	42.10	473.62	0.15	0.06	960.69
ZR_MPIO9_60	0.06	34.60	0.08	0.87	2.61	38.22	14.90	6.37	88.00	37.20	193.00	465.00	106.00	910.47	0.75	0.29	1898.42
ZR_MPIO9_61	0.00	4.55	0.02	0.00	0.53	5.10	6.20	3.68	59.80	25.80	116.40	199.00	36.10	446.98	0.15	0.16	904.47
ZR_MPIO9_62	0.06	12.69	0.50	5.99	8.95	28.19	35.00	9.63	101.70	33.00	130.10	214.00	41.30	564.73	1.37	0.21	1187.41
ZR_MPIO9_63	0.00	3.28	0.11	1.33	2.12	6.84	5.88	0.99	7.64	1.72	4.88	5.75	0.94	27.80	0.38	0.31	69.98
ZR_MPIO9_64	0.00	10.98	0.18	2.83	5.26	19.25	30.50	10.60	121.40	46.80	212.00	387.00	80.10	888.40	0.78	0.15	1816.23
ZR_MPIO9_65	0.00	10.72	0.04	0.67	2.14	13.57	12.10	4.34	54.60	22.10	104.10	223.00	49.80	470.04	0.33	0.15	967.71
ZR_MPIO9_66	0.06	8.54	0.50	7.20	7.44	23.74	23.00	5.45	48.60	13.90	50.00	76.20	13.84	230.99	1.94	0.42	511.81
ZR_MPIO9_67	0.00	12.40	0.17	2.24	4.47	19.28	22.90	7.06	78.90	27.70	116.90	214.00	43.80	511.26	1.12	0.27	1062.47
ZR_MPIO9_68	0.01	7.23	0.05	0.44	0.88	8.61	5.52	2.10	27.30	11.40	57.10	143.00	34.30	280.72	0.45	0.47	579.57
ZR_MPIO9_69	0.00	12.99	0.04	0.44	1.40	14.87	9.91	4.09	53.60	24.00	125.80	340.00	82.70	640.10	0.69	0.41	1311.04
ZR_MPIO9_70	0.01	20.00	0.07	0.61	2.26	22.95	12.80	5.17	72.40	30.50	154.00	364.00	86.00	724.87	0.96	0.43	1497.03
ZR_MPIO9_71	0.11	171.00	0.98	16.40	32.90	221.39	161.00	48.70	514.00	171.00	670.00	1083.00	204.00	2851.70	3.09	0.11	6149.38
ZR_MPIO9_72	0.00	5.44	0.09	1.08	2.25	8.86	14.30	5.16	62.30	23.40	104.00	199.00	40.20	448.36	0.24	0.10	914.77
ZR_MPIO9_73	0.00	114.50	0.14	2.06	3.80	120.50	16.60	5.43	53.30	15.46	53.80	70.00	11.02	225.61	0.13	0.04	692.40
ZR_MPIO9_74	1.00	118.10	1.08	13.70	19.60	153.48	70.60	23.10	258.00	91.60	403.00	797.00	159.00	1802.30	5.52	0.40	3917.48
ZR_MPIO9_75	1.98	30.30	0.55	3.35	3.55	39.73	21.40	7.60	97.00	37.00	184.00	373.00	75.80	795.80	0.17	0.05	1671.27
ZR_MPIO9_76	0.04	11.96	0.17	3.06	6.67	21.90	33.40	10.26	113.20	40.50	173.10	304.00	57.90	732.36	0.75	0.13	1509.38
ZR_MPIO9_77	0.28	23.70	0.30	3.58	7.70	35.56	46.50	16.62	192.00	70.80	311.00	561.00	111.90	1309.82	1.09	0.14	2691.98
ZR_MPIO9_78	0.23	4.86	0.16	1.12	1.46	7.83	6.00	2.15	24.50	9.03	43.10	100.60	22.90	208.28	0.48	0.42	433.11

Como se podrá apreciar el contenido total de tierras raras (REE) en los zircones de la Playa Montepío, oscilan entre los 82.4 -10,908.9 ppm para la muestra MPIO-7 y para la muestra MPIO-9 se encuentran entre 69.98 y 6,149.38. Usualmente el contenido total de tierras raras en zircones, oscila entre 100-2,500 ppm (Hoskin & Schaltegger, 2003), estos valores muestran concentraciones más elevadas y no se han reportado concentraciones similares con las cuales se pueda realizar una comparación.

Probablemente este alto contenido se deba al sistema en el cual cristalizaron, normalmente los sistemas félsicos a diferencia de los máficos, donde las tierras raras a menudo se dividen en los principales minerales formadores de roca, el entorno local alrededor del zircón cuando este está cristalizando como una fase accesoria puede afectar en gran medida la cantidad de tierras raras que puede incorporar, independientemente del fraccionamiento (Hanchar *et al.*, 2007). Normalmente los zircones que provienen de pegmatitas y granitoides contienen concentraciones muy altas de tierras raras (Belousova, 2002). Como en el caso de los zircones de las muestras de la Playa Montepío las cuales de acuerdo a los resultados geoquímicos obtenidos se puede inferir por lo tanto que provienen de granitoides.

Respecto al contenido de tierras raras ligeras (LREE) de los zircones de la Playa estudiada, su contenido se encuentra entre 1.78 y 1,168 ppm para MPIO-7 y para MPIO-9 su contenido va de 1.09- 758 ppm y el total de las tierras raras pesadas (HREE) oscila entre 39.26 y 5,302.7 ppm y 27.80-2,851.70 ppm respectivamente. Esto podría explicarse debido a que las LREE contienen radios iónicos que son menos compatibles con la estructura del zircón que los que contienen las HREE (Hanchar *et al.*, 2007).

La relación LREE/HREE es útil para distinguir si los sedimentos son derivados de rocas félsicas o máficas, los derivados de rocas félsicas muestran un enriquecimiento en LREE/HREE y las máficas muestran un bajo índice de LREE/HREE, así mismo se muestra una anomalía negativa ($Eu/Eu^* < 1$) para las rocas silíceas y en el caso de las rocas básicas, es positiva ($Eu/Eu^* = 1$), el tamaño de las anomalías se preserva en los sedimentos clásticos (Armstrong-Altrin *et al.*, 2018), por lo tanto, en el caso de los zircones de la Playa Montepío en las muestras MPIO-7 y MPIO-9 se puede decir que provienen de una fuente ígnea de afinidad silícea, debido a que la anomalía de Eu en ambas muestras es negativa ($Eu/Eu^* = 0.01-0.61$) y ($Eu/Eu^* = 0.02-0.70$).

Los patrones de LREE y HREE indican también la paragénesis del zircón, cuando se muestra bajo enriquecimiento en HREE podría indicar el crecimiento simultaneo con granate, en estas muestras no se aprecia el agotamiento de HREE por lo que podría ser debido a que el granate es un mineral que comúnmente se desarrolla en condiciones de metamorfismo y por lo que se ha observado los zircones analizados muestran afinidad ígnea, es así que las muestras indican enriquecimiento de HREE, lo cual podría indicar que se desarrollaron en conjunto con feldespatos (Hoskin, 2000).

Con la información obtenida se procedió a elaborar diagramas normalizados por condrita, ya que esta normalización tiene dos funciones importantes, en primer lugar, eliminar la variación de abundancia entre elementos de número atómico par e impar y en segundo lugar, permite que cualquier fraccionamiento del grupo de tierras raras en relación con los meteoritos condriticos sea identificado.

La ventaja de la normalización con condrita, es que la tendencia real de cambios químicos puede ser identificada, como el enriquecimiento y el agotamiento de algunos elementos. En las Figuras 5.15 a la 5.18 se presentan los diagramas de normalización con condrita, para las muestras MPIO-7 y para MPIO-9 en las Fig. 5.19 a la Fig. 5.22.

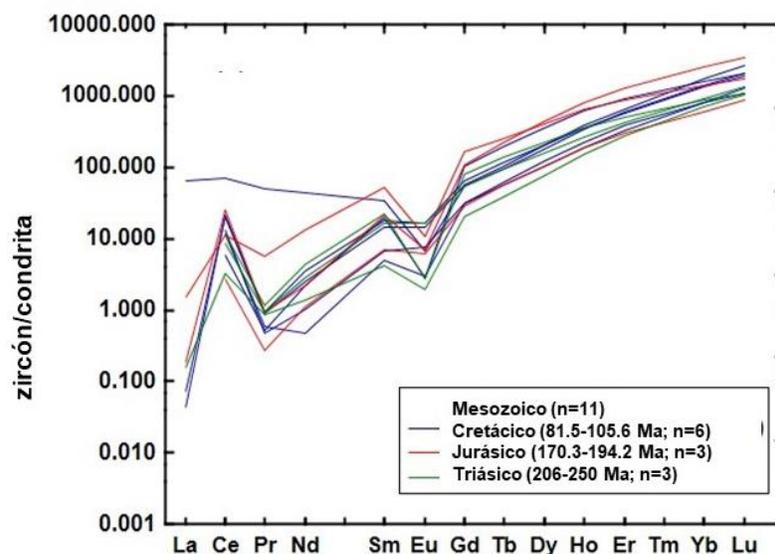


Figura 5. 15 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Cenozoico en MPIO-7. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1958).

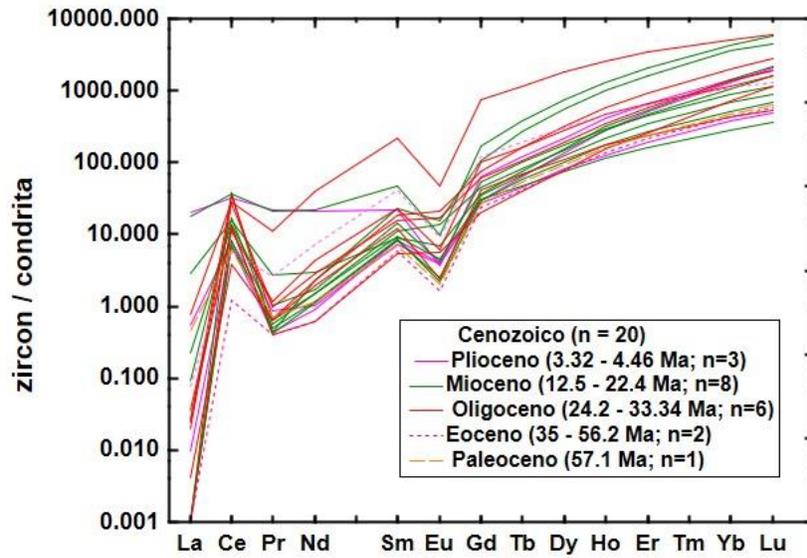


Figura 5. 16 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Mesozoico en MPIO-7. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).

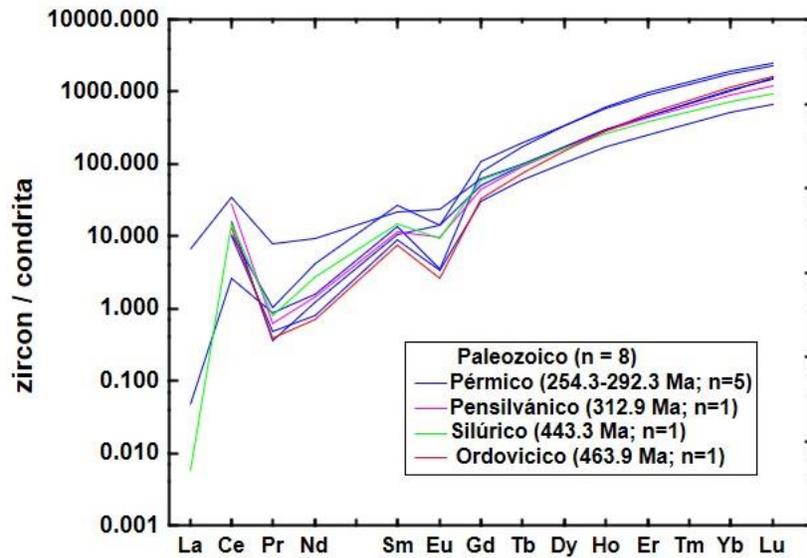


Figura 5. 17 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Paleozoico en MPIO-7. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).

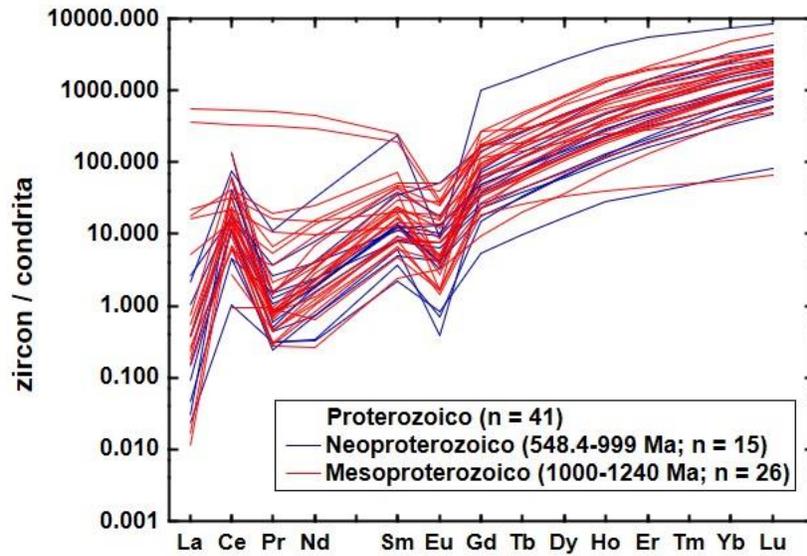


Figura 5. 18 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Proterozoico en MPIO-7. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).

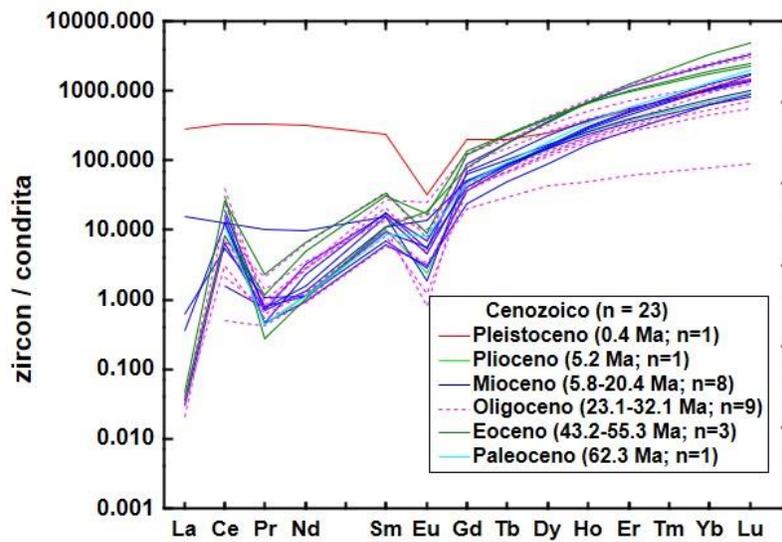


Figura 5. 19 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Cenozoico en MPIO-9. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).

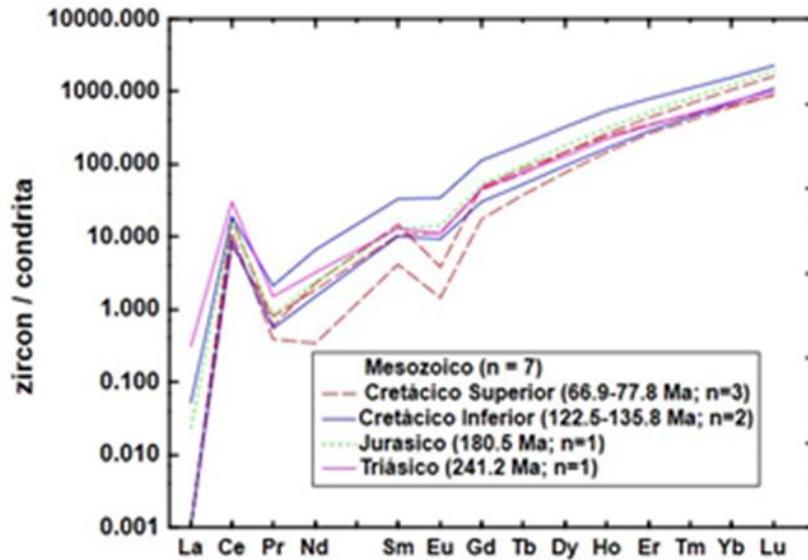


Figura 5. 20 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Mesozoico en MPIO-9. Valores normalizados de condritatomados de Taylor & McLennan (1985).

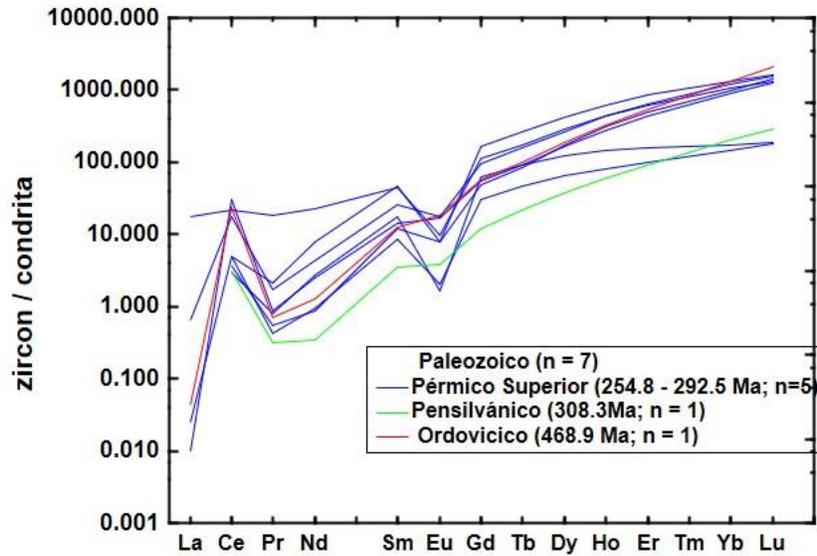


Figura 5. 21 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para el Paleozoico en MPIO-9. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).

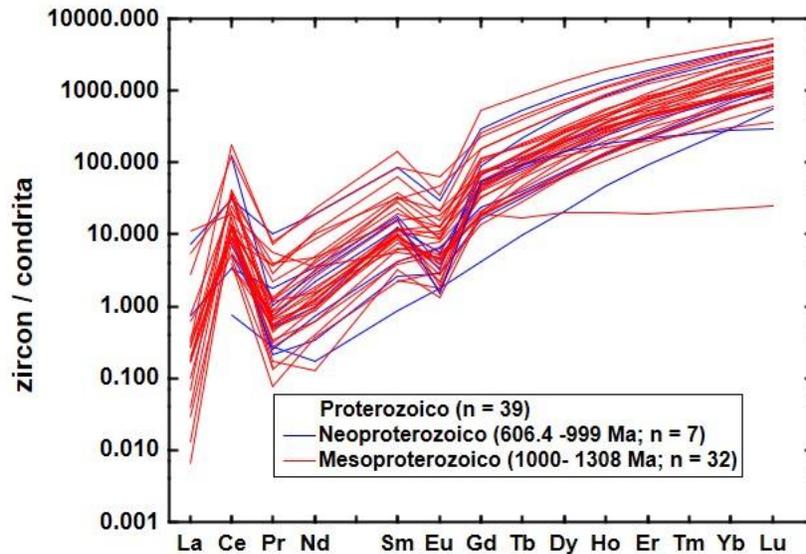


Figura 5. 22 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Proterozoico en MPIO-9. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).

Como se podrá apreciar en los diagramas, la anomalía de Eu que presentan en ambas muestras MPIO-7 y MPIO-9 son negativas, así como la anomalía de Ce es positiva en ambas muestras, y esto es característico de los zircones ígneos inalterados, es decir en ambos casos, los diagramas nos determinan que el origen de los zircones de las muestras de playa de Montepío son de origen ígneo, y concuerda con lo publicado por Hoskin, (2000).

De acuerdo a los patrones normalizados por condrita se muestran ciertas diferencias en los patrones de ambas muestras, éstas diferencias podrían demostrar las variaciones en cuanto a los materiales de origen, (Tapía-Fernández, 2017).

5.5.2 Datación de zircones.

En las Tablas 5.6 y 5.7 se muestran las edades obtenidas por el método U-Pb en los zircones de la Playa Montepío, correspondientes a las muestras MPIO-7 y MPIO-9 respectivamente.

Tabla 5. 6 Resultados de geocronología U-Pb en zircones detríticos de la muestra MPIO-7

ZIRCON	RELACIONES CORREGIDAS								EDADES CORREGIDAS (MA)						
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P b	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P b	±2s	Mejor Edad (Ma)	±2s	Disc %
ZR_MPIO7_1	0.0537	0.0032	0.2017	0.0100	0.0271	0.0005	172.4	2.9	186.2	8.8	330.0	130.0	172.4	2.9	7.4
ZR_MPIO7_2	0.0548	0.0083	0.0351	0.0043	0.0046	0.0002	29.7	1.2	34.9	4.2	350.0	270.0	29.7	1.2	14.9
ZR_MPIO7_3	0.0506	0.0041	0.0928	0.0062	0.0138	0.0003	88.5	2.1	89.9	5.8	170.0	160.0	88.5	2.1	1.6
ZR_MPIO7_4	0.0803	0.0029	1.8130	0.0650	0.1639	0.0026	978.3	14.0	1049.0	24.0	1198.0	72.0	978.3	14.0	6.7
ZR_MPIO7_5	0.0474	0.0032	0.0174	0.0012	0.0027	0.0001	17.5	0.4	17.5	1.2	50.0	140.0	17.5	0.4	-0.1
ZR_MPIO7_6	0.0517	0.0050	0.3070	0.0270	0.0424	0.0010	267.4	6.5	273.0	20.0	290.0	190.0	267.4	6.5	2.1
ZR_MPIO7_7	0.0729	0.0021	1.7320	0.0430	0.1710	0.0023	1017.5	13.0	1021.0	16.0	1016.0	61.0	1017.5	13.0	0.3
ZR_MPIO7_8	0.0745	0.0024	1.8060	0.0540	0.1747	0.0026	1037.6	14.0	1047.0	19.0	1055.0	67.0	1037.6	14.0	0.9
ZR_MPIO7_9	0.0800	0.0270	0.0295	0.0092	0.0035	0.0003	22.4	2.1	29.0	9.0	520.0	640.0	22.4	2.1	22.8
ZR_MPIO7_10	0.0786	0.0029	2.1660	0.0700	0.1991	0.0030	1170.0	16.0	1168.0	22.0	1155.0	71.0	1170.0	16.0	-0.2
ZR_MPIO7_11	0.0523	0.0055	0.1920	0.0190	0.0268	0.0008	170.3	4.9	177.0	16.0	220.0	220.0	170.3	4.9	3.8
ZR_MPIO7_12	0.0745	0.0035	1.8290	0.0720	0.1755	0.0035	1042.0	19.0	1053.0	26.0	1095.0	91.0	1042.0	19.0	1.0
ZR_MPIO7_13	0.0821	0.0020	1.9080	0.0400	0.1671	0.0022	996.2	12.0	1083.9	14.0	1254.0	64.0	996.2	12.0	8.1
ZR_MPIO7_14	0.0537	0.0028	0.3140	0.0160	0.0426	0.0009	268.8	5.5	279.0	13.0	330.0	120.0	268.8	5.5	3.7
ZR_MPIO7_15	0.0555	0.0031	0.5850	0.0330	0.0746	0.0013	463.9	7.9	465.0	21.0	440.0	120.0	463.9	7.9	0.2
ZR_MPIO7_16	0.0708	0.0024	1.5450	0.0430	0.1573	0.0023	941.7	13.0	947.0	17.0	941.0	71.0	941.7	13.0	0.6
ZR_MPIO7_17	0.0729	0.0026	1.6970	0.0540	0.1677	0.0028	999.0	16.0	1006.0	20.0	1019.0	72.0	999.0	16.0	0.7
ZR_MPIO7_18	0.0742	0.0049	1.7420	0.1000	0.1697	0.0039	1013.0	21.0	1033.0	37.0	1050.0	140.0	1013.0	21.0	1.9
ZR_MPIO7_19	0.0738	0.0030	1.7030	0.0570	0.1678	0.0028	1000.0	16.0	1008.0	21.0	1020.0	81.0	1000.0	16.0	0.8
ZR_MPIO7_20	0.0640	0.0320	0.0178	0.0078	0.0019	0.0002	12.5	1.3	17.6	7.8	-130.0	920.0	12.5	1.3	29.0

ZIRCON	RELACIONES CORREGIDAS										EIDADES CORREGIDAS (MA)				
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P b	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P b	±2s	Mejor Edad (Ma)	±2s	Disc %
ZR_MPIO7_21	0.0812	0.0024	2.1300	0.0490	0.1912	0.0026	1128.0	14.0	1160.0	17.0	1231.0	54.0	1128.0	14.0	2.8
ZR_MPIO7_22	0.0523	0.0040	0.2820	0.0200	0.0395	0.0009	250.0	5.7	253.0	15.0	270.0	160.0	250.0	5.7	1.2
ZR_MPIO7_23	0.0551	0.0060	0.2810	0.0290	0.0382	0.0010	241.8	6.5	249.0	22.0	350.0	230.0	241.8	6.5	2.9
ZR_MPIO7_24	0.0455	0.0081	0.0241	0.0044	0.0038	0.0002	24.2	1.2	24.0	4.4	-30.0	310.0	24.2	1.2	-0.8
ZR_MPIO7_25	0.0734	0.0034	1.7320	0.0650	0.1708	0.0031	1016.0	17.0	1022.0	23.0	1029.0	94.0	1016.0	17.0	0.6
ZR_MPIO7_26	0.0692	0.0038	1.5780	0.0800	0.1623	0.0035	969.0	19.0	966.0	34.0	930.0	110.0	969.0	19.0	-0.3
ZR_MPIO7_27	0.0930	0.0840	0.0180	0.0130	0.0024	0.0004	15.5	2.7	18.0	13.0	-700.0	1300. 0	15.5	2.7	13.9
ZR_MPIO7_28	0.0642	0.0035	0.8560	0.0400	0.0970	0.0017	596.6	10.0	626.0	22.0	740.0	110.0	596.6	10.0	4.7
ZR_MPIO7_29	0.1030	0.0540	0.0043	0.0023	0.0005	0.0000	3.3	0.3	4.3	2.3	100.0	1000. 0	3.3	0.3	22.8
ZR_MPIO7_30	0.0778	0.0024	2.1700	0.0540	0.1992	0.0027	1170.9	15.0	1171.0	17.0	1152.0	56.0	1170.9	15.0	0.0
ZR_MPIO7_31	0.0514	0.0095	0.2140	0.0340	0.0306	0.0015	194.2	9.5	203.0	32.0	320.0	360.0	194.2	9.5	4.3
ZR_MPIO7_32	0.0687	0.0046	1.0430	0.0720	0.1138	0.0033	695.0	19.0	742.0	35.0	870.0	140.0	695.0	19.0	6.3
ZR_MPIO7_33	0.0657	0.0097	0.0247	0.0036	0.0027	0.0001	17.3	0.8	24.7	3.6	720.0	340.0	17.3	0.8	29.8
ZR_MPIO7_34	0.0798	0.0028	2.1980	0.0610	0.1997	0.0030	1174.0	16.0	1179.0	20.0	1192.0	67.0	1174.0	16.0	0.4
ZR_MPIO7_35	0.0480	0.0160	0.0360	0.0110	0.0055	0.0005	35.0	3.0	35.0	11.0	40.0	610.0	35.0	3.0	0.0
ZR_MPIO7_36	0.0499	0.0051	0.1030	0.0100	0.0151	0.0005	96.6	2.8	98.7	9.3	150.0	210.0	96.6	2.8	2.1
ZR_MPIO7_37	0.0537	0.0034	0.3730	0.0230	0.0496	0.0012	312.9	7.2	320.0	17.0	350.0	130.0	312.9	7.2	2.2
ZR_MPIO7_38	0.0650	0.0190	0.0054	0.0016	0.0007	0.0001	4.5	0.3	5.5	1.6	200.0	570.0	4.5	0.3	19.1
ZR_MPIO7_39	0.0513	0.0028	0.2330	0.0120	0.0325	0.0006	206.0	3.8	212.2	9.7	240.0	120.0	206.0	3.8	2.9
ZR_MPIO7_40	0.0791	0.0023	2.2870	0.0490	0.2060	0.0037	1207.0	20.0	1208.1	15.0	1172.0	57.0	1207.0	20.0	0.1
ZR_MPIO7_41	0.0565	0.0049	0.0401	0.0032	0.0052	0.0002	33.3	0.9	39.8	3.2	380.0	190.0	33.3	0.9	16.2
ZR_MPIO7_42	0.0752	0.0029	1.8480	0.0680	0.1763	0.0035	1047.0	19.0	1062.0	24.0	1080.0	76.0	1047.0	19.0	1.4
ZR_MPIO7_43	0.0797	0.0031	2.1920	0.0830	0.1974	0.0037	1161.0	20.0	1179.0	26.0	1174.0	77.0	1161.0	20.0	1.5
ZR_MPIO7_44	0.0513	0.0060	0.0917	0.0096	0.0129	0.0006	82.9	4.1	90.9	8.4	320.0	240.0	82.9	4.1	8.8
ZR_MPIO7_45	0.0717	0.0024	1.6100	0.0480	0.1621	0.0025	968.5	14.0	973.0	19.0	984.0	73.0	968.5	14.0	0.5

ZIRCÓN	RELACIONES CORREGIDAS										EIDADES CORREGIDAS (MA)				
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor Edad (Ma)	±2s	Disc %
ZR_MPIO7_46	0.0717	0.0038	1.5650	0.0770	0.1577	0.0037	946.0	20.0	960.0	30.0	965.0	100.0	946.0	20.0	1.5
ZR_MPIO7_47	0.0488	0.0051	0.0323	0.0032	0.0048	0.0002	31.0	1.1	32.2	3.1	130.0	210.0	31.0	1.1	3.7
ZR_MPIO7_48	0.0499	0.0088	0.0594	0.0097	0.0088	0.0003	56.2	2.1	59.8	9.7	210.0	320.0	56.2	2.1	6.0
ZR_MPIO7_49	0.0816	0.0024	2.3800	0.0620	0.2120	0.0031	1240.0	16.0	1236.0	19.0	1230.0	58.0	1240.0	16.0	-0.3
ZR_MPIO7_50	0.0728	0.0019	1.7310	0.0360	0.1717	0.0022	1021.4	12.0	1021.1	14.0	1007.0	52.0	1021.4	12.0	0.0
ZR_MPIO7_51	0.0627	0.0037	0.7800	0.0400	0.0888	0.0019	548.4	11.0	583.0	23.0	670.0	120.0	548.4	11.0	5.9
ZR_MPIO7_52	0.0717	0.0030	1.7010	0.0680	0.1691	0.0029	1007.0	16.0	1006.0	26.0	993.0	91.0	1007.0	16.0	-0.1
ZR_MPIO7_53	0.0650	0.0250	0.0054	0.0020	0.0007	0.0001	4.5	0.6	5.5	2.0	350.0	730.0	4.5	0.6	18.9
ZR_MPIO7_54	0.0528	0.0027	0.2880	0.0130	0.0402	0.0009	254.3	5.3	256.4	10.0	310.0	120.0	254.3	5.3	0.8
ZR_MPIO7_55	0.0781	0.0024	2.1000	0.0530	0.1954	0.0029	1151.0	16.0	1148.0	17.0	1150.0	63.0	1151.0	16.0	-0.3
ZR_MPIO7_56	0.0556	0.0018	0.5520	0.0170	0.0712	0.0011	443.3	6.4	447.6	10.0	443.0	65.0	443.3	6.4	1.0
ZR_MPIO7_57	0.0467	0.0027	0.0833	0.0048	0.0128	0.0003	81.7	1.6	81.2	4.5	30.0	120.0	81.7	1.6	-0.6
ZR_MPIO7_58	0.0782	0.0023	2.0650	0.0580	0.1929	0.0029	1137.0	16.0	1138.0	19.0	1147.0	59.0	1137.0	16.0	0.1
ZR_MPIO7_59	0.0707	0.0022	1.6150	0.0450	0.1656	0.0023	987.8	13.0	977.0	17.0	949.0	65.0	987.8	13.0	-1.1
ZR_MPIO7_60	0.0752	0.0027	1.8080	0.0410	0.1763	0.0039	1046.0	21.0	1048.4	15.0	1068.0	73.0	1046.0	21.0	0.2
ZR_MPIO7_61	0.0722	0.0026	1.6250	0.0560	0.1636	0.0026	976.0	14.0	978.0	22.0	995.0	70.0	976.0	14.0	0.2
ZR_MPIO7_62	0.0729	0.0026	1.6970	0.0520	0.1686	0.0026	1004.0	15.0	1006.0	20.0	1003.0	73.0	1004.0	15.0	0.2
ZR_MPIO7_63	0.0769	0.0022	1.9560	0.0470	0.1852	0.0026	1095.4	14.0	1100.0	16.0	1117.0	58.0	1095.4	14.0	0.4
ZR_MPIO7_64	0.0610	0.0180	0.0273	0.0077	0.0035	0.0003	22.3	1.9	27.1	7.6	580.0	490.0	22.3	1.9	17.7
ZR_MPIO7_65	0.0783	0.0040	2.0720	0.0920	0.1938	0.0043	1141.0	23.0	1136.0	31.0	1126.0	100.0	1141.0	23.0	-0.4
ZR_MPIO7_66	0.0540	0.0087	0.0365	0.0051	0.0051	0.0003	32.9	1.9	36.4	5.0	280.0	310.0	32.9	1.9	9.6
ZR_MPIO7_67	0.0696	0.0031	1.4900	0.0610	0.1543	0.0029	925.0	16.0	923.0	25.0	918.0	89.0	925.0	16.0	-0.2
ZR_MPIO7_68	0.0482	0.0066	0.0595	0.0078	0.0089	0.0005	57.1	3.3	58.5	7.4	60.0	270.0	57.1	3.3	2.4
ZR_MPIO7_69	0.0530	0.0021	0.3190	0.0120	0.0438	0.0010	276.2	5.9	280.5	8.9	313.0	89.0	276.2	5.9	1.5
ZR_MPIO7_70	0.0739	0.0048	1.7600	0.1100	0.1721	0.0039	1023.0	21.0	1034.0	37.0	1060.0	130.0	1023.0	21.0	1.1

ZIRCON	RELACIONES CORREGIDAS										EIDADES CORREGIDAS (MA)				
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor Edad (Ma)	±2s	Disc %
ZR_MPIO7_71	0.0487	0.0037	0.1112	0.0082	0.0165	0.0004	105.6	2.3	106.8	7.5	110.0	160.0	105.6	2.3	1.1
ZR_MPIO7_72	0.0785	0.0024	2.0840	0.0510	0.1929	0.0028	1136.7	15.0	1143.0	17.0	1167.0	61.0	1136.7	15.0	0.6
ZR_MPIO7_73	0.0580	0.0140	0.0197	0.0045	0.0026	0.0001	16.6	0.9	19.7	4.5	430.0	470.0	16.6	0.9	15.9
ZR_MPIO7_74	0.0765	0.0027	1.6820	0.0580	0.1606	0.0027	960.0	15.0	1006.0	22.0	1117.0	72.0	960.0	15.0	4.6
ZR_MPIO7_75	0.0745	0.0042	1.7690	0.0890	0.1711	0.0035	1018.0	19.0	1028.0	33.0	1020.0	120.0	1018.0	19.0	1.0
ZR_MPIO7_76	0.0555	0.0041	0.3570	0.0250	0.0464	0.0013	292.3	8.0	309.0	19.0	440.0	160.0	292.3	8.0	5.4
ZR_MPIO7_77	0.0680	0.0230	0.0246	0.0082	0.0030	0.0002	19.1	1.4	24.3	8.1	310.0	650.0	19.1	1.4	21.4
ZR_MPIO7_78	0.0512	0.0057	0.1040	0.0110	0.0148	0.0005	94.4	3.2	100.0	9.9	220.0	230.0	94.4	3.2	5.6
ZR_MPIO7_79	0.0793	0.0050	1.8130	0.1000	0.1670	0.0052	995.0	29.0	1046.0	35.0	1160.0	120.0	995.0	29.0	4.9
ZR_MPIO7_80	0.0470	0.0120	0.0318	0.0082	0.0051	0.0003	32.7	1.6	31.4	8.0	-30.0	440.0	32.7	1.6	-4.1
ZR_MPIO7_81	0.0821	0.0027	2.3150	0.0630	0.2068	0.0032	1212.0	17.0	1216.0	19.0	1239.0	66.0	1212.0	17.0	0.3

Tabla 5. 7 Resultados de geocronología U-Pb en zircones detríticos de la muestra MPIO-9

RELACIONES CORREGIDAS								EIDADES CORREGIDAS (MA)							
ZIRCÓN	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %
ZR_MPIO9_1	0.0620	0.0360	0.0136	0.0087	0.0022	0.0003	14.4	1.8	13.4	8.6	-450.0	940.0	14.4	1.8	-7.5
ZR_MPIO9_2	0.0487	0.0024	0.1461	0.0071	0.0213	0.0004	135.8	2.7	139.1	6.1	182.0	110.0	135.8	2.7	2.4
ZR_MPIO9_3	0.0768	0.0030	2.0550	0.0720	0.1926	0.0032	1136.0	17.0	1132.0	24.0	1111.0	81.0	1136.0	17.0	-0.4
ZR_MPIO9_4	0.0712	0.0032	1.6890	0.0600	0.1708	0.0030	1016.0	17.0	1005.0	23.0	958.0	87.0	1016.0	17.0	-1.1
ZR_MPIO9_5	0.0530	0.0110	0.0368	0.0069	0.0050	0.0003	32.1	1.9	36.4	6.8	140.0	390.0	32.1	1.9	11.8
ZR_MPIO9_6	0.0500	0.0150	0.0370	0.0110	0.0049	0.0005	31.3	3.1	37.0	11.0	280.0	490.0	31.3	3.1	15.4
ZR_MPIO9_7	0.0502	0.0027	0.2820	0.0150	0.0403	0.0010	254.8	6.3	252.0	12.0	180.0	110.0	254.8	6.3	-1.1
ZR_MPIO9_8	0.0749	0.0029	1.7960	0.0610	0.1742	0.0038	1035.0	21.0	1045.0	22.0	1050.0	78.0	1035.0	21.0	1.0
ZR_MPIO9_9	0.0724	0.0031	1.7150	0.0730	0.1697	0.0033	1013.0	18.0	1012.0	27.0	983.0	85.0	1013.0	18.0	-0.1
ZR_MPIO9_10	0.0730	0.0040	1.6220	0.0800	0.1627	0.0031	972.0	17.0	978.0	31.0	1000.0	110.0	972.0	17.0	0.6
ZR_MPIO9_11	0.0751	0.0039	1.7330	0.0810	0.1663	0.0030	992.0	16.0	1017.0	30.0	1061.0	100.0	992.0	16.0	2.5
ZR_MPIO9_12	0.0503	0.0036	0.0840	0.0058	0.0121	0.0003	77.8	1.7	81.8	5.4	190.0	150.0	77.8	1.7	4.9
ZR_MPIO9_13	0.0755	0.0024	1.8040	0.0670	0.1754	0.0045	1041.0	25.0	1047.0	24.0	1073.0	64.0	1041.0	25.0	0.6
ZR_MPIO9_14	0.0769	0.0024	1.9620	0.0510	0.1849	0.0029	1094.0	16.0	1102.0	18.0	1111.0	63.0	1094.0	16.0	0.7
ZR_MPIO9_15	0.0753	0.0025	1.9040	0.0570	0.1841	0.0031	1089.0	17.0	1081.0	20.0	1068.0	66.0	1089.0	17.0	-0.7
ZR_MPIO9_16	0.0787	0.0023	2.2590	0.0580	0.2064	0.0029	1209.7	15.0	1198.0	18.0	1163.0	56.0	1209.7	15.0	-1.0
ZR_MPIO9_17	0.0448	0.0065	0.0056	0.0007	0.0009	0.0000	5.8	0.3	5.7	0.8	-30.0	270.0	5.8	0.3	-1.9
ZR_MPIO9_18	0.0811	0.0030	2.3140	0.0810	0.2061	0.0039	1208.0	21.0	1214.0	25.0	1213.0	74.0	1208.0	21.0	0.5
ZR_MPIO9_19	0.0838	0.0030	2.3330	0.0650	0.2043	0.0034	1198.0	18.0	1222.0	20.0	1279.0	69.0	1198.0	18.0	2.0
ZR_MPIO9_20	0.0784	0.0030	1.9360	0.0610	0.1796	0.0030	1065.0	17.0	1092.0	21.0	1150.0	74.0	1065.0	17.0	2.5
ZR_MPIO9_21	0.0468	0.0031	0.0508	0.0032	0.0079	0.0002	50.7	1.0	50.3	3.1	40.0	140.0	50.7	1.0	-0.7
ZR_MPIO9_22	0.0610	0.0230	0.0400	0.0150	0.0045	0.0004	29.0	2.2	39.0	14.0	80.0	690.0	29.0	2.2	25.6
ZR_MPIO9_23	0.0860	0.0026	2.6320	0.0630	0.2249	0.0035	1308.0	18.0	1311.0	18.0	1331.0	59.0	1308.0	18.0	0.2
ZR_MPIO9_24	0.0729	0.0032	1.6870	0.0760	0.1678	0.0036	999.0	20.0	1004.0	28.0	995.0	96.0	999.0	20.0	0.5
ZR_MPIO9_25	0.0735	0.0025	1.6310	0.0510	0.1638	0.0024	977.8	13.0	981.0	20.0	1035.0	68.0	977.8	13.0	0.3

RELACIONES CORREGIDAS							EIDADES CORREGIDAS (MA)								
ZIRCÓN	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %
ZR_MPIO9_26	0.0620	0.0180	0.0295	0.0084	0.0038	0.0002	24.7	1.4	29.2	8.2	340.0	520.0	24.7	1.4	15.4
ZR_MPIO9_27	0.0600	0.0410	0.0330	0.0200	0.0036	0.0005	23.1	3.3	32.0	19.0	-100.0	1000.0	23.1	3.3	27.8
ZR_MPIO9_28	0.0978	0.0052	2.3500	0.1100	0.1709	0.0042	1017.0	23.0	1228.0	33.0	1609.0	100.0	1017.0	23.0	17.2
ZR_MPIO9_29	0.0591	0.0061	0.3840	0.0380	0.0490	0.0016	308.3	10.0	338.0	25.0	560.0	210.0	308.3	10.0	8.8
ZR_MPIO9_30	0.0575	0.0034	0.3380	0.0180	0.0423	0.0010	267.1	5.9	295.0	14.0	490.0	120.0	267.1	5.9	9.5
ZR_MPIO9_31	0.0573	0.0032	0.3500	0.0180	0.0445	0.0010	280.8	5.9	306.0	13.0	540.0	120.0	280.8	5.9	8.2
ZR_MPIO9_32	0.0548	0.0026	0.3380	0.0150	0.0447	0.0008	282.0	5.0	296.7	11.0	393.0	110.0	282.0	5.0	5.0
ZR_MPIO9_33	0.0779	0.0027	2.0700	0.0620	0.1926	0.0031	1135.0	17.0	1140.0	20.0	1162.0	67.0	1135.0	17.0	0.4
ZR_MPIO9_34	0.0722	0.0024	1.6630	0.0510	0.1667	0.0027	994.0	15.0	993.0	20.0	992.0	65.0	994.0	15.0	-0.1
ZR_MPIO9_35	0.0790	0.0028	2.1240	0.0700	0.1952	0.0030	1149.0	16.0	1157.0	24.0	1176.0	71.0	1149.0	16.0	0.7
ZR_MPIO9_36	0.0730	0.0031	1.7160	0.0620	0.1719	0.0029	1022.0	16.0	1012.0	23.0	1003.0	91.0	1022.0	16.0	-1.0
ZR_MPIO9_37	0.0738	0.0051	1.7300	0.1100	0.1678	0.0043	1000.0	24.0	1029.0	42.0	1010.0	140.0	1000.0	24.0	2.8
ZR_MPIO9_38	0.0528	0.0028	0.3340	0.0180	0.0464	0.0011	292.5	6.6	294.0	14.0	290.0	120.0	292.5	6.6	0.5
ZR_MPIO9_39	0.0609	0.0041	0.3500	0.0220	0.0424	0.0008	267.5	4.9	303.0	17.0	570.0	140.0	267.5	4.9	11.7
ZR_MPIO9_40	0.0500	0.0150	0.0203	0.0056	0.0030	0.0002	19.3	1.2	20.2	5.6	-60.0	480.0	19.3	1.2	4.5
ZR_MPIO9_41	0.0531	0.0074	0.0623	0.0069	0.0086	0.0004	55.3	2.7	61.2	6.6	380.0	260.0	55.3	2.7	9.6
ZR_MPIO9_42	0.0486	0.0075	0.0148	0.0024	0.0023	0.0001	14.7	0.9	14.9	2.4	50.0	300.0	14.7	0.9	1.1
ZR_MPIO9_43	0.0767	0.0031	2.0590	0.0760	0.1939	0.0030	1142.0	16.0	1133.0	25.0	1112.0	84.0	1142.0	16.0	-0.8
ZR_MPIO9_44	0.0460	0.0280	0.0053	0.0031	0.0008	0.0001	5.2	0.4	5.3	3.1	-710.0	860.0	5.2	0.4	1.5
ZR_MPIO9_45	0.0491	0.0067	0.0176	0.0022	0.0026	0.0001	16.8	0.8	17.7	2.2	120.0	270.0	16.8	0.8	4.9
ZR_MPIO9_46	0.2000	1.1000	0.0005	0.0021	0.0001	0.0000	0.4	0.2	0.5	2.2	-52000.0	37000.0	0.4	0.2	26.0
ZR_MPIO9_47	0.0476	0.0030	0.0680	0.0040	0.0104	0.0002	66.9	1.3	66.7	3.8	60.0	130.0	66.9	1.3	-0.3
ZR_MPIO9_48	0.0496	0.0037	0.1275	0.0096	0.0192	0.0005	122.5	3.4	121.4	8.7	140.0	160.0	122.5	3.4	-0.9
ZR_MPIO9_49	0.0502	0.0047	0.2680	0.0220	0.0381	0.0009	241.2	5.4	242.0	18.0	210.0	190.0	241.2	5.4	0.3
ZR_MPIO9_50	0.0509	0.0032	0.2990	0.0180	0.0425	0.0008	268.5	5.1	265.0	14.0	240.0	140.0	268.5	5.1	-1.3
ZR_MPIO9_51	0.0497	0.0066	0.1980	0.0260	0.0284	0.0011	180.5	7.0	181.0	22.0	100.0	260.0	180.5	7.0	0.3
ZR_MPIO9_52	0.0725	0.0032	1.7210	0.0730	0.1708	0.0033	1016.0	18.0	1013.0	28.0	976.0	92.0	1016.0	18.0	-0.3
ZR_MPIO9_53	0.0472	0.0094	0.0353	0.0078	0.0049	0.0003	31.4	2.0	34.9	7.6	20.0	370.0	31.4	2.0	10.0
ZR_MPIO9_54	0.0570	0.0160	0.0169	0.0049	0.0023	0.0002	14.7	1.1	17.7	5.1	30.0	540.0	14.7	1.1	16.9

RELACIONES CORREGIDAS								EIDADES CORREGIDAS (MA)							
ZIRCÓN	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	Mejor edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %
ZR_MPIO9_55	0.0761	0.0033	2.0960	0.0780	0.1977	0.0051	1163.0	28.0	1146.0	26.0	1091.0	85.0	1163.0	28.0	-1.5
ZR_MPIO9_56	0.0570	0.0025	0.5890	0.0220	0.0755	0.0014	468.9	8.3	469.0	14.0	481.0	93.0	468.9	8.3	0.0
ZR_MPIO9_57	0.0466	0.0042	0.0321	0.0028	0.0049	0.0001	31.7	0.9	32.6	2.6	100.0	180.0	31.7	0.9	2.9
ZR_MPIO9_58	0.0708	0.0023	1.6550	0.0490	0.1681	0.0022	1001.7	12.0	990.0	19.0	960.0	67.0	1001.7	12.0	-1.2
ZR_MPIO9_59	0.0590	0.0190	0.0212	0.0064	0.0029	0.0002	18.8	1.5	21.1	6.4	340.0	560.0	18.8	1.5	10.9
ZR_MPIO9_60	0.0530	0.0260	0.0240	0.0110	0.0032	0.0003	20.4	2.0	24.0	11.0	0.0	840.0	20.4	2.0	15.0
ZR_MPIO9_61	0.0487	0.0033	0.0816	0.0055	0.0120	0.0002	77.0	1.4	79.5	5.1	130.0	150.0	77.0	1.4	3.1
ZR_MPIO9_62	0.0720	0.0035	1.6480	0.0780	0.1650	0.0031	984.0	17.0	984.0	30.0	951.0	110.0	984.0	17.0	0.0
ZR_MPIO9_63	0.0540	0.0170	0.0256	0.0082	0.0037	0.0003	23.5	1.8	25.4	8.1	50.0	570.0	23.5	1.8	7.5
ZR_MPIO9_64	0.0727	0.0025	1.6930	0.0500	0.1693	0.0024	1008.1	13.0	1004.0	19.0	995.0	69.0	1008.1	13.0	-0.4
ZR_MPIO9_65	0.0773	0.0029	1.9640	0.0670	0.1854	0.0029	1096.0	16.0	1102.0	23.0	1136.0	67.0	1096.0	16.0	0.5
ZR_MPIO9_66	0.0805	0.0028	2.2410	0.0690	0.2033	0.0032	1193.0	17.0	1192.0	22.0	1198.0	70.0	1193.0	17.0	-0.1
ZR_MPIO9_67	0.0483	0.0037	0.0640	0.0046	0.0097	0.0002	62.3	1.5	62.9	4.4	90.0	160.0	62.3	1.5	1.0
ZR_MPIO9_68	0.0807	0.0023	2.2180	0.0520	0.2012	0.0027	1181.7	14.0	1186.0	16.0	1210.0	54.0	1181.7	14.0	0.4
ZR_MPIO9_69	0.0731	0.0022	1.7070	0.0470	0.1701	0.0027	1012.0	15.0	1010.0	18.0	1009.0	62.0	1012.0	15.0	-0.2
ZR_MPIO9_70	0.0727	0.0028	1.7330	0.0610	0.1727	0.0031	1027.0	17.0	1023.0	22.0	1045.0	70.0	1027.0	17.0	-0.4
ZR_MPIO9_71	0.0785	0.0022	2.0770	0.0500	0.1920	0.0026	1132.3	14.0	1141.0	17.0	1156.0	57.0	1132.3	14.0	0.8
ZR_MPIO9_72	0.0621	0.0029	0.8420	0.0380	0.0986	0.0018	606.4	11.0	618.0	21.0	676.0	100.0	606.4	11.0	1.9
ZR_MPIO9_73	0.0445	0.0078	0.0265	0.0052	0.0042	0.0002	27.1	1.4	26.4	5.1	0.0	310.0	27.1	1.4	-2.7
ZR_MPIO9_74	0.0809	0.0027	2.2810	0.0730	0.2054	0.0033	1206.0	18.0	1207.0	24.0	1224.0	73.0	1206.0	18.0	0.1
ZR_MPIO9_75	0.0728	0.0027	1.7210	0.0560	0.1711	0.0024	1018.2	13.0	1020.0	21.0	995.0	74.0	1018.2	13.0	0.2
ZR_MPIO9_76	0.0499	0.0060	0.0465	0.0050	0.0067	0.0003	43.2	1.7	46.0	4.8	180.0	210.0	43.2	1.7	6.1
ZR_MPIO9_77	0.0792	0.0028	2.2730	0.0720	0.2049	0.0042	1201.0	22.0	1202.0	23.0	1174.0	69.0	1201.0	22.0	0.1
ZR_MPIO9_78	0.0746	0.0030	1.7470	0.0620	0.1721	0.0032	1024.0	18.0	1027.0	24.0	1050.0	83.0	1024.0	18.0	0.3

En las tablas 5.6 y 5.7 se muestran los resultados obtenidos mediante la geocronología U-Pb de los zircones de la playa estudiada, la datación U-Pb es muy precisa y en los últimos años es muy utilizada para datar eventos geológicos, las edades que arroja van desde 3.3-1240 Ma en la muestra MPIO-7 y 0.4 – 1308 Ma en la muestra MPIO-9, las cuales en su mayoría son edades entre 900-1300 Ma, en ambas muestras, éstas edades concuerdan con las edades anteriormente reportadas en las regiones cercanas al área de estudio, a partir de estas edades se pueden discriminar algunas regiones para determinar la procedencia de los zircones analizados.

En la Figura 5.23 y Fig. 5.24 se muestran los diagramas de concordia obtenidos para las muestras MPIO-7 y MPIO-9.

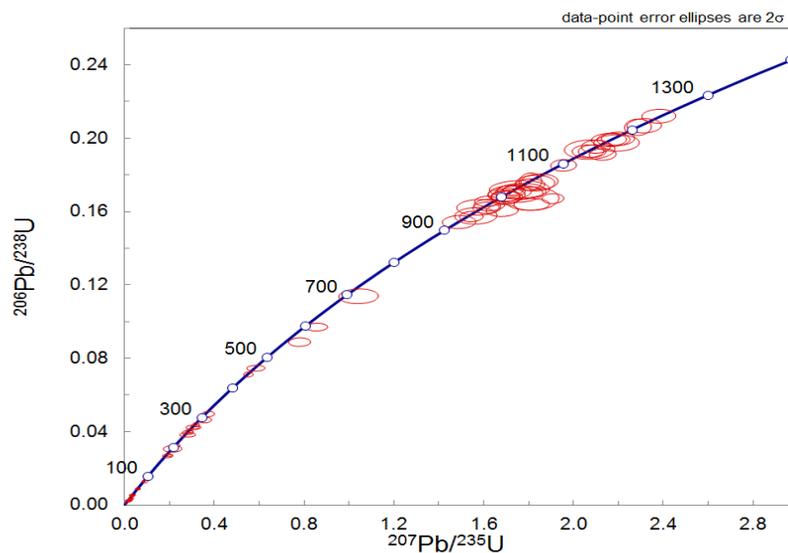


Figura 5. 23 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb correspondiente a la muestra MPIO-7.

En este diagrama se observa una concentración significativa de población de zircones del Proterozoico (548.4-1240 Ma; n=41); del Paleozoico (254.3-463.9 Ma; n=8); del Mesozoico (81.7-250 Ma; n=11) y del Cenozoico (3.32-57.1 Ma; n=20), en el grupo de zircones del Proterozoico, predominan los zircones del Mesoproterozoico (1000-1553 Ma; n=27) sobre las del Neoproterozoico, mostrando una acumulación muy marcada en 900 y 1,000 Ma así como una acumulación secundaria en 0 Ma y en 1,200 Ma.

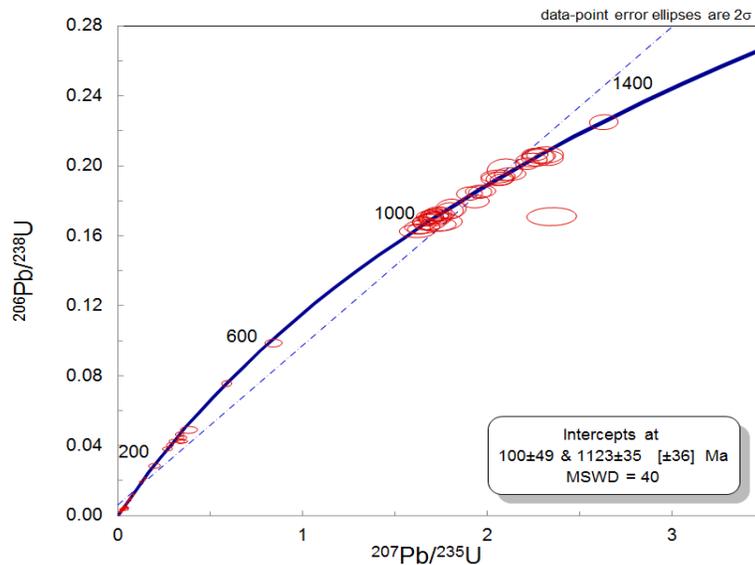


Figura 5. 24 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb correspondiente a la muestra MPIO-9.

Para los zircones de la muestra MPIO-9, al igual que en la muestra MPIO-7, se muestra una población significativa de zircones del Proterozoico (606.4–1308 Ma; $n=39$); del Paleozoico (254.8 – 468.9 Ma; $n=7$); del Mesozoico (66.9 – 241.2 Ma; $n=7$) y del Cenozoico (0.4 – 62.3 Ma; $n=23$).

En el grupo de zircones del Proterozoico predominan del Mesoproterozoico al igual que en la muestra MPIO-7 (1,000 – 1,308 Ma; $n=32$), por lo cual se muestra un pico muy marcado en 0 seguido de un segundo pico en 1,000.

Ambas muestran, marcan dos significativas poblaciones de zircones en edades Grenvilianas y muestran una pequeña población en edades más jóvenes correspondientes al cenozoico, esto indicaría que las edades Grenvilianas provienen de una fuente y los zircones más jóvenes provienen de otra fuente.

Por otra parte se decidió realizar tres diagramas más para cada muestra (MPIO-7 y MPIO-9) en los cuales se graficara la edad y el contenido de tierras raras ligeras (LREE); así como también la edad y contenido de tierras raras pesadas (HREE) y finalmente la edad y la sumatoria de las tierras raras (ΣREE), Fig. 5.25 a la Fig. 5.27 para la muestra MPIO-7 y Fig. 5.28 al 5.30 para la muestra MPIO-9).

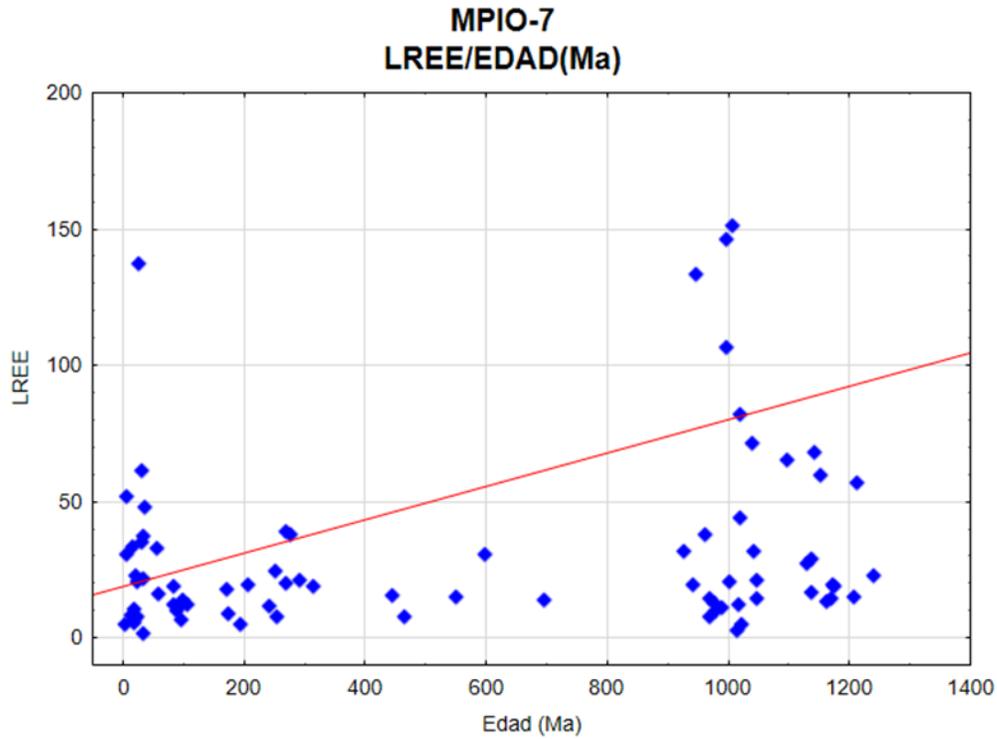


Figura 5. 25 Relación de concentración de tierras raras ligeras con edad de los zircons en la muestra MPIO-7.

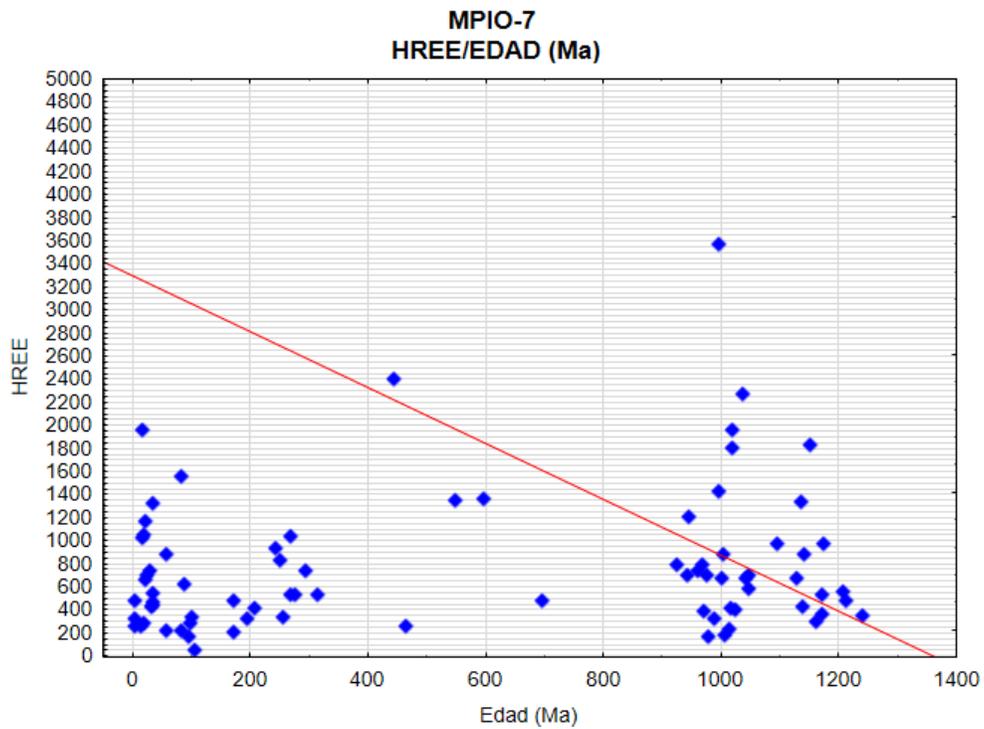


Figura 5. 26 Relación de concentración de tierras raras pesadas con edad de los zircons en la muestra MPIO-7.

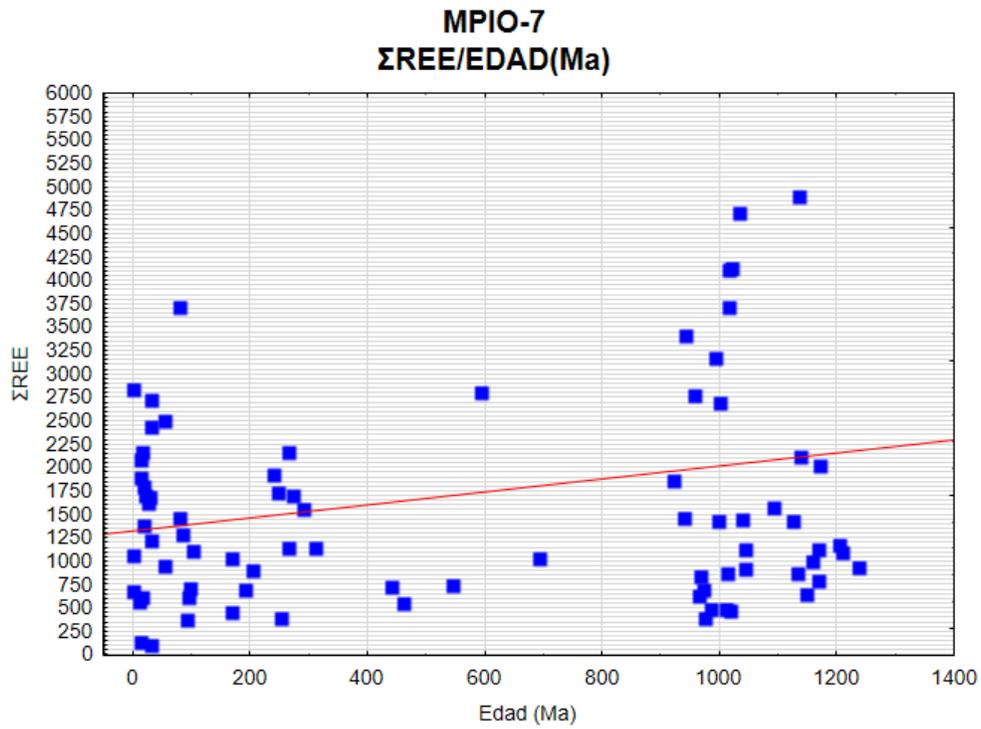


Figura 5. 27 Relación de la sumatoria de la concentración de tierras raras con edad de los zircones en la muestra MPIO-7.

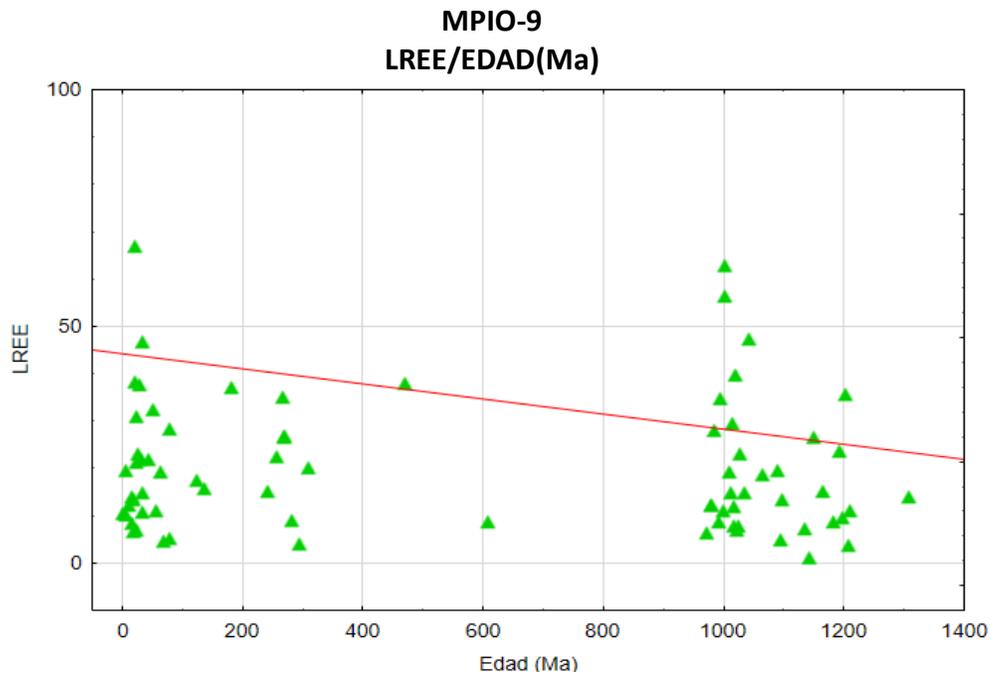


Figura 5. 28 Relación de concentración de tierras raras ligeras con edad de los zircones en la muestra MPIO-9.

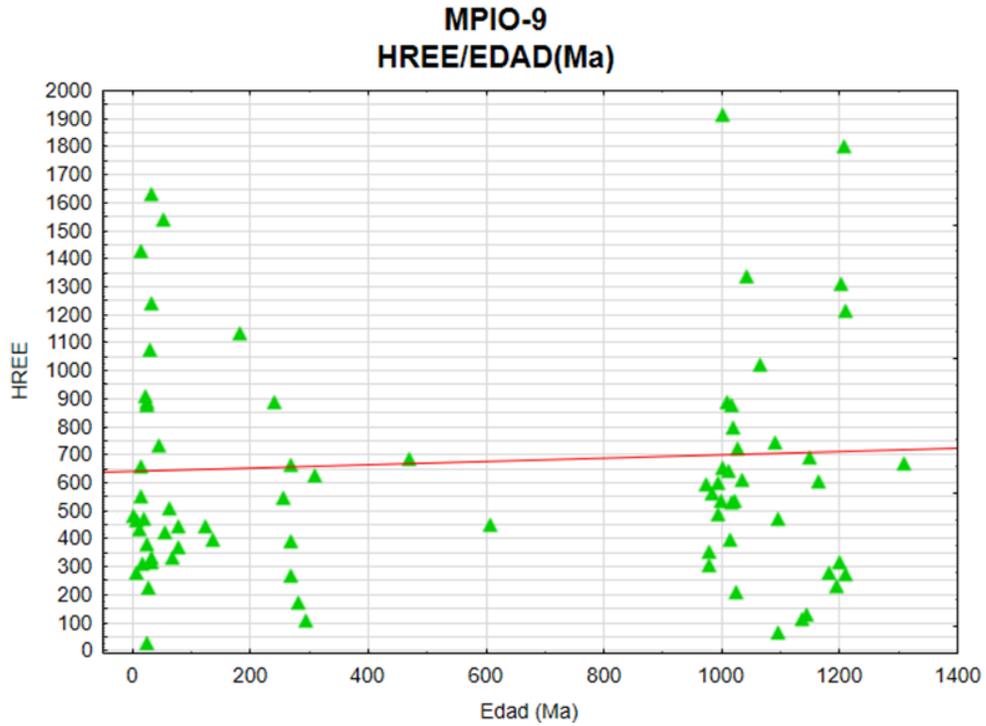


Figura 5. 29 Relación de concentración de tierras raras pesadas con edad de los zircones en la muestra MPIO-9.

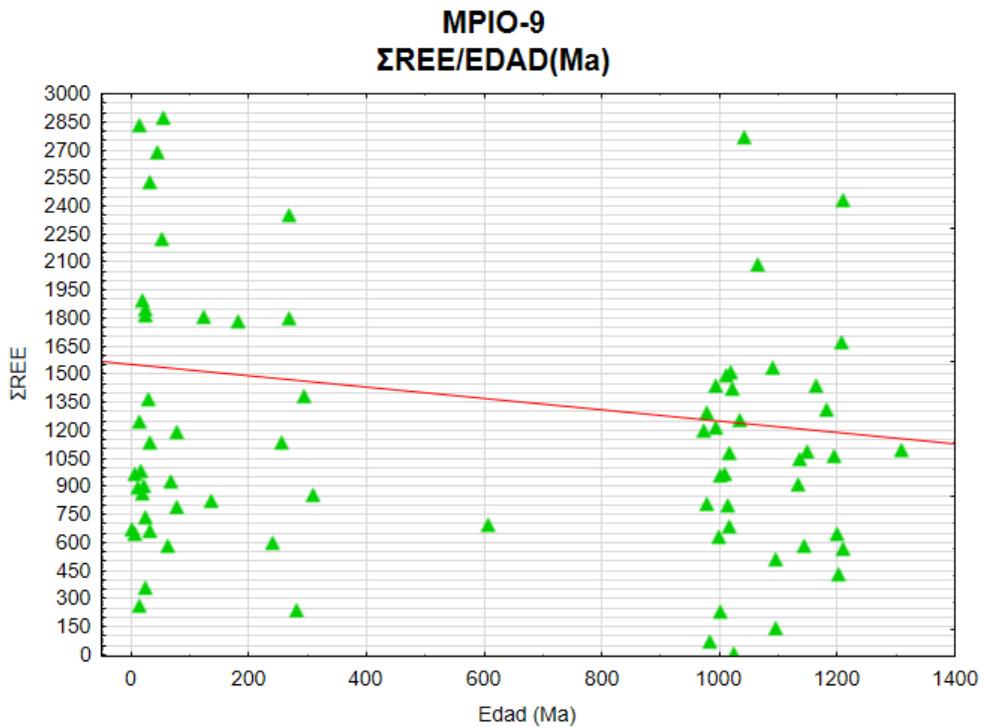


Figura 5. 30 Relación de la sumatoria de la concentración de tierras raras con edad de los zircones en la muestra MPIO-9.

A través de estos diagramas se logró determinar que el contenido de tierras raras no está vinculado con la edad, ya que en los diagramas se aprecia que los zircones de todas las edades reportadas, tienen variaciones en cuanto al contenido de tierras raras, es decir, no siguen un patrón el cual dicte que entre más antiguo sea un zircón más cantidad de tierras raras contienen o viceversa, aunque podría ser que en algunos casos y debido a la afinidad que poseen los zircones para mostrar enriquecimiento de U, éstos sí muestren relación con la edad, en algunos casos también podría deberse a que ciertos zircones se encuentran rotos y debido a este rompimiento podría verse afectados y concentrar mayor cantidad de tierras raras.

5.5.3 Catodoluminiscencia en zircones.

Los zircones detríticos suelen presentar diferentes patrones de catodoluminiscencia en una muestra debido a que son el resultado de una mezcla de sedimentos de diferentes fuentes. Como en el caso de las dos muestras de la Playa Montepío ambas muestran granos de distintas morfologías.

Los zircones son reconocidos por la forma prismática que poseen, algunos zircones de la muestra MPIO-7 conservan las dos puntas prismáticas, aunque la mayoría han sido redondeados. En cuanto a la muestra MPIO-9 son muy pocos los zircones que aún conservan las dos puntas prismáticas la mayoría de ellos ya han sido redondeados.

En los zircones de ambas muestras se observa un zoneamiento oscilatorio lo cual es característico de los zircones de origen ígneo, en los zircones de la playa estudiada se observan algunos zircones zonados con anillos oscuros y claros en la muestra MPIO-9 se observa más marcado este zonamiento, de igual manera se logran distinguir zircones sin zonamiento.

En algunos casos los zircones presentan una textura esponjosa en tonalidades grisáceas y algunos casos color marrón oscuro, esta textura esponjosa es indicativo de su alta concentración de elementos traza (Ayse, 2016) tal es el caso de las muestras MPIO-7 y MPIO-9 en las cuales se puede distinguir esta textura en dichas tonalidades (Fig.5.31).

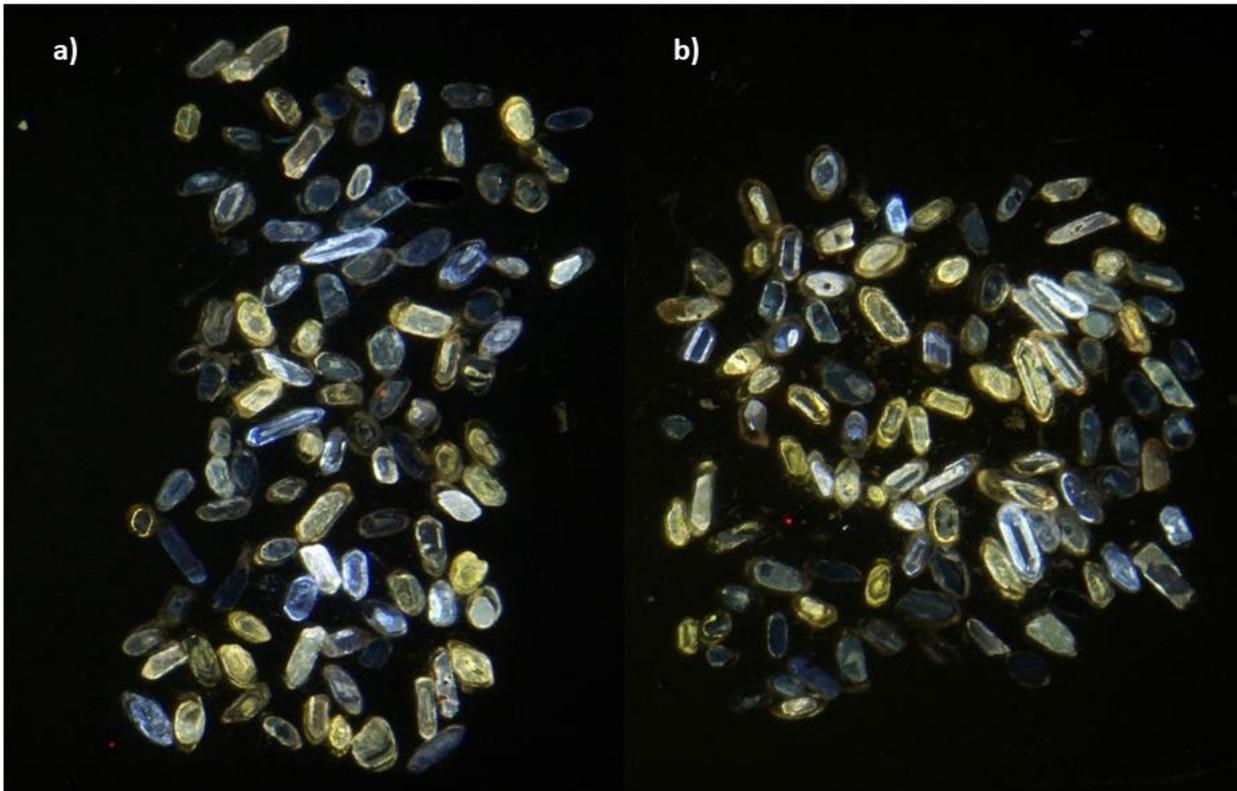


Figura 5. 31 Imágenes obtenidas mediante catodoluminiscencia de los zircones de la Playa Montepío, muestra MPIO-7 (a) y MPIO-9 (b).

5.5.4 Microscopia electrónica de barrido (MEB) en zircones

En las imágenes obtenidas por el MEB, se puede observar las características morfológicas de cada zircón, los zircones de la muestra MPIO-7 de acuerdo a los parámetros para la morfología del zircón de Gärtner (2013), ésta escala va del 1 al 10, según dicha escala los zircones de esta muestra se observan en su mayoría pobremente redondeados a redondeados, las microtexturas de los zircones ayudan a descifrar los procesos de policiclicidad y transporte por el cual pasaron estos sedimentos (Finzel, 2017). En los zircones de esta muestra se observan bordes abultados, lo cual sugiere que surgieron a partir de un transporte eólico también se observan microtexturas denominadas “craters” y fracturas concoidales en los zircones estas microtexturas normalmente se dan por el golpe grano a grano que suele suceder durante el transporte y algunos de ellos muestran superficies lisas (Fig.5.32). En la muestra MPIO-9 se observan zircones con fracturas concoidales, craters, marcas superficiales (Fig. 5.33) al igual que las microtexturas en la muestra MPIO-7 nos dicen que se formaron a partir de golpes con otros granos y debido a

la dureza del zircón tendría que haber sido con materiales igual o más resistentes que estos, también nos dice que debido al tamaño de los zircons y a las microtexturas existentes que fueron depositados en un ambiente de alta energía.

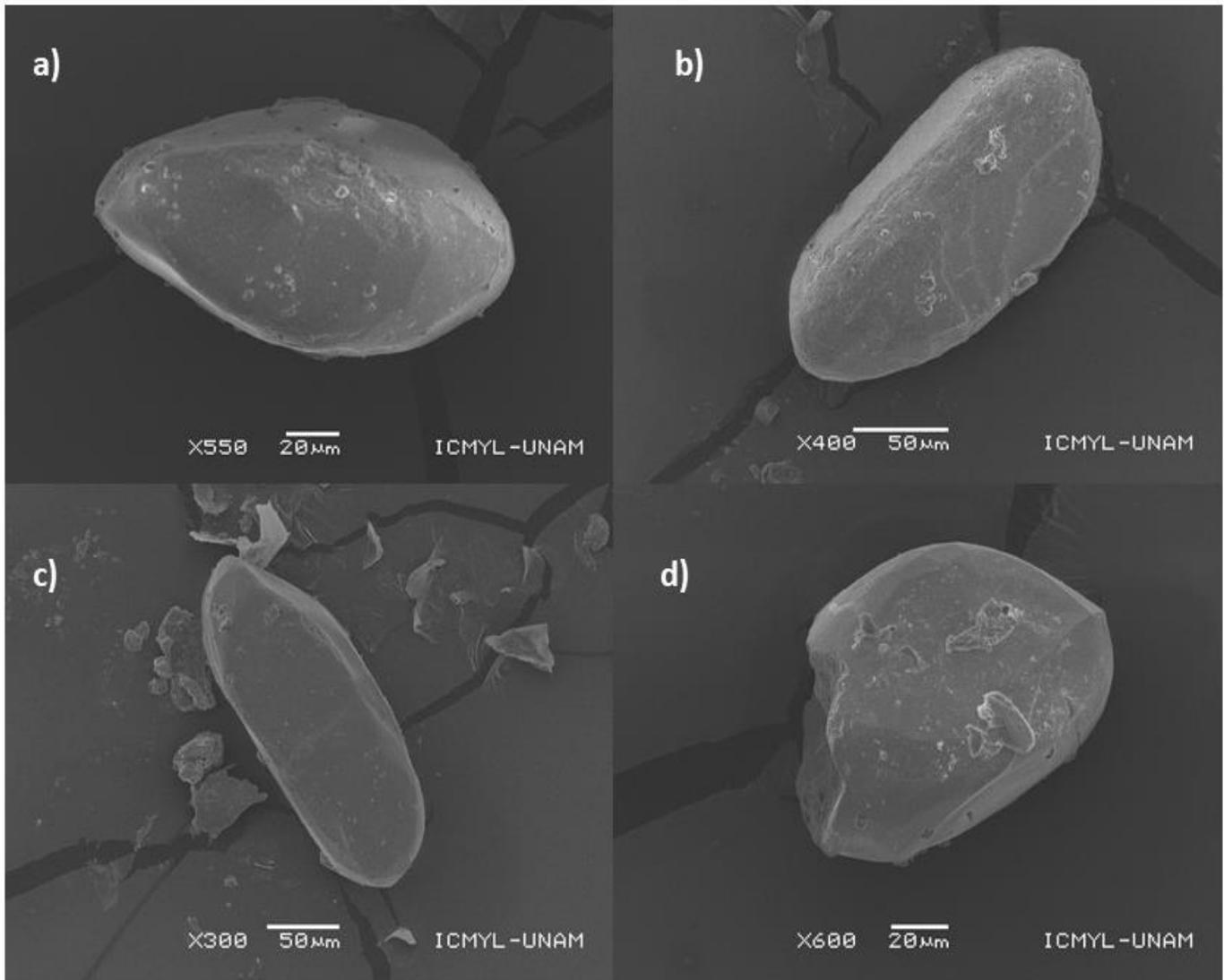


Figura 5. 32 Imágenes obtenidas del MEB de zircons de la muestra MPIO-7.

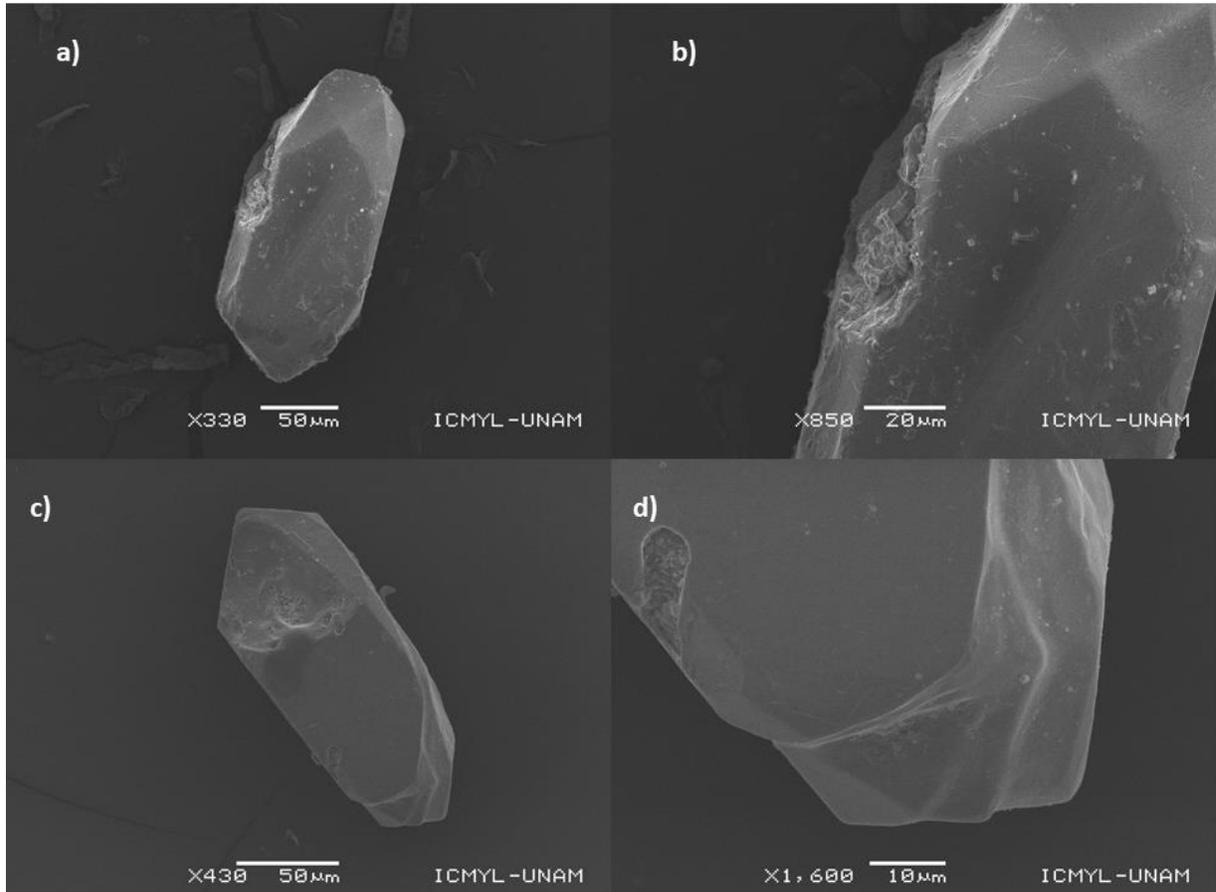


Figura 5. 33 Imágenes obtenidas del MEB de zircones de la muestra MPIO-9.

5.6 PROCEDENCIA DE ZIRCONES

Algunos elementos traza como el Th y el U sustituyen directamente al Zr en la estructura cristalina del zircón, sin embargo, ambos muestran una correlación positiva con Y, así como las tierras raras y el P, es así como se refleja la composición de elementos traza de la roca fuente. A través de los datos ploteados sobre los diagramas de Belousnova (Fig. 5.34 y Fig. 5.35) los zircones de edades proterozoicas fueron originados en granitoides y posiblemente derivados de los afloramientos de granulitas grenvillianas del Complejo Oaxaqueño (Ortega *et al.*, 1995) algunas muestras caen en el campo de rocas máficas, lo cual sugiere una pequeña contribución de los complejos anortosíticos que afloran en el Complejo del Macizo de Chiapas. Las edades paleozoicas caen en el campo de granitoides, lo que sugiere que estos zircones posiblemente provengan de los granitoides permo- triásicos del Complejo Macizo de Chiapas (Webber *et al.*, 2008). En ambas muestras MPIO-7 y MPIO-9 en las edades mesozoicas se observan muestras pertenecientes a granitoides, tonalitas,

pegmatitas, los cuales sugieren que provienen del Complejo Macizo de Chiapas y posiblemente del Terreno Cuicateco, en las edades más jóvenes del cenozoico se observa que las muestras caen en rocas máficas lo cual podría interpretar su procedencia como el Campo Volcánico de los Tuxtlas proviniendo de la erosión de basaltos alcalinos de esta zona, algunos zircones de estas edades caen en granitoides, pegmatitas y leucogranitos estos zircones posiblemente provengan del Terreno Oaxaca, el cual ha reportado rocas de edades entre el Cambrico el Cenozoico.

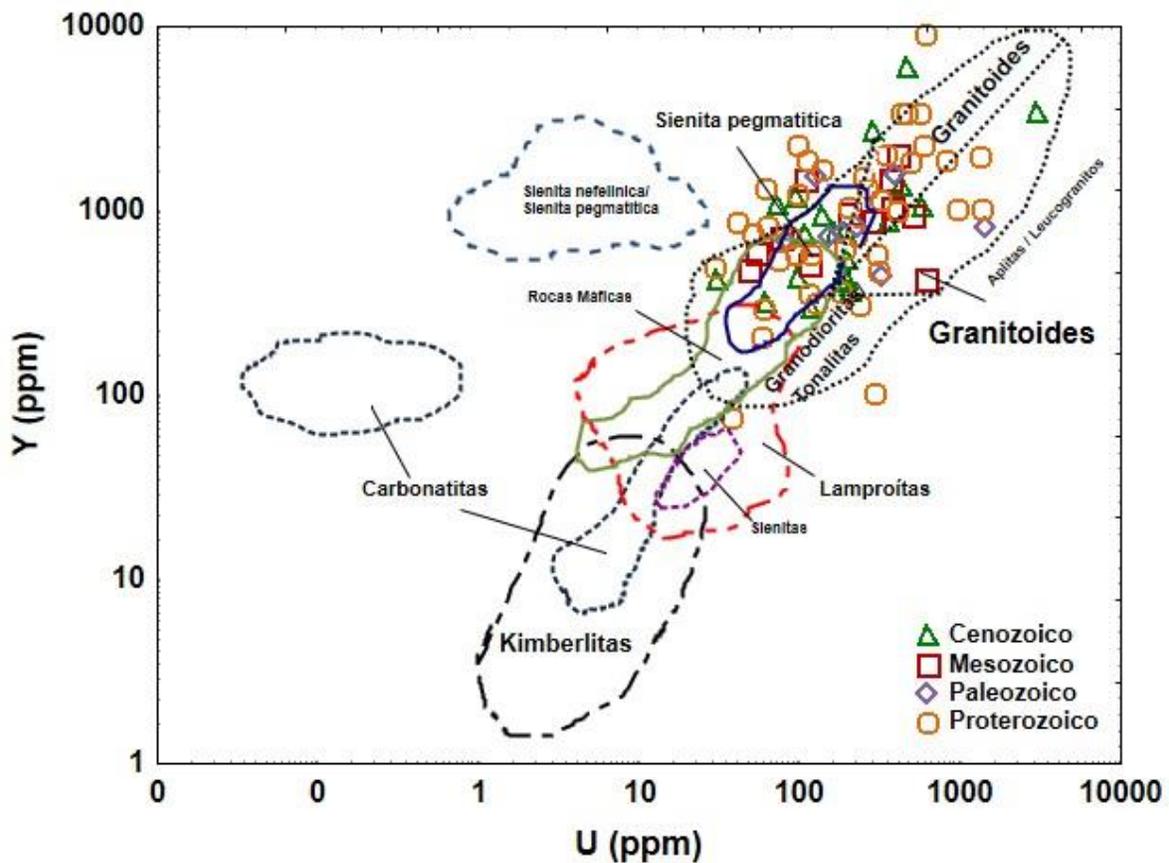


Figura 5. 34 Diagrama binario Y vs U para zircones detríticos de la muestra MPIO-7 (Belousova, 2002).

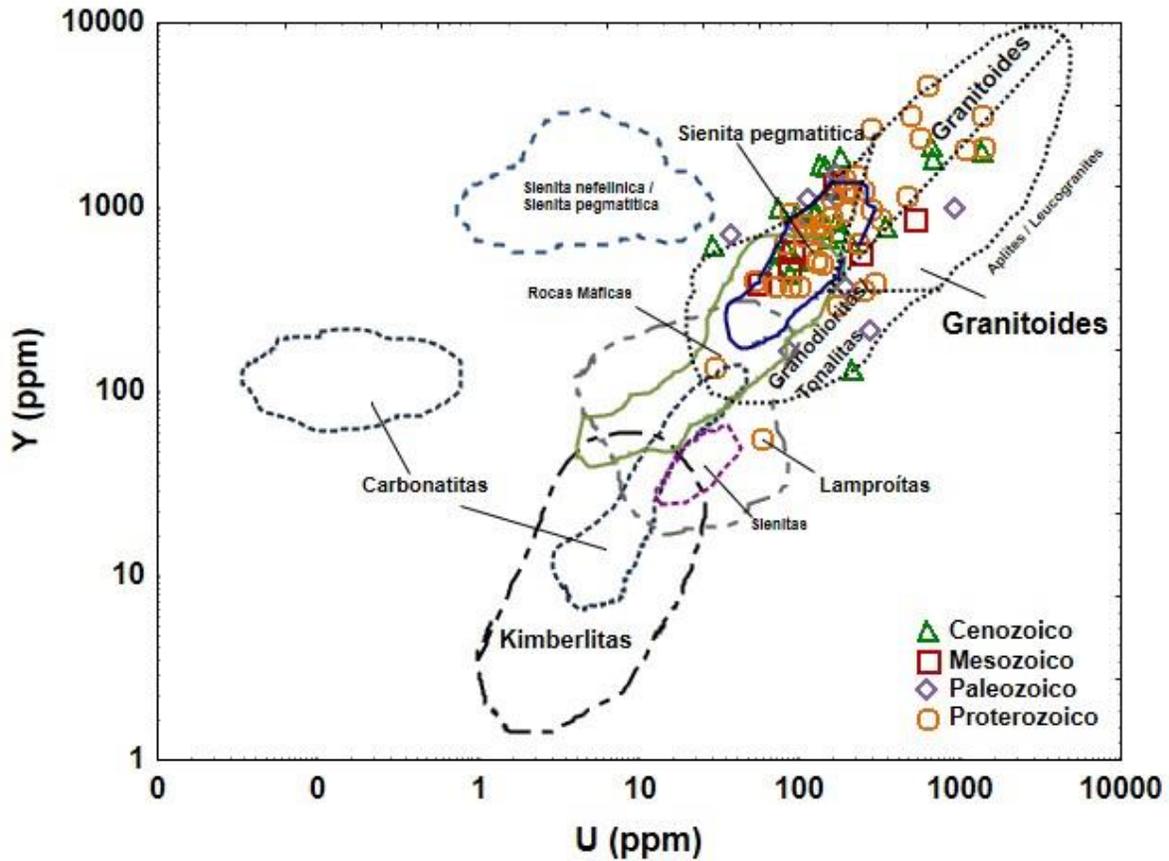


Figura 5. 35 Diagrama binario Y vs U para zircones detríticos de la muestra MPIO-9 (Belousova, 2002).

La zona de estudio se encuentra cerca de terrenos tectonoestratigráficos los cuales tienen entre su litología rocas ígneas grenvillianas, estas posibles fuentes son el Macizo Complejo de Chiapas, el Terreno Oaxaca, el Complejo Chuacús y posiblemente el Terreno Cuicateco. Para el Macizo de Chiapas se han fechado rocas metasedimentarias con edades de 551-1,392 Ma (Webber, 2006). (Fig.5.36).

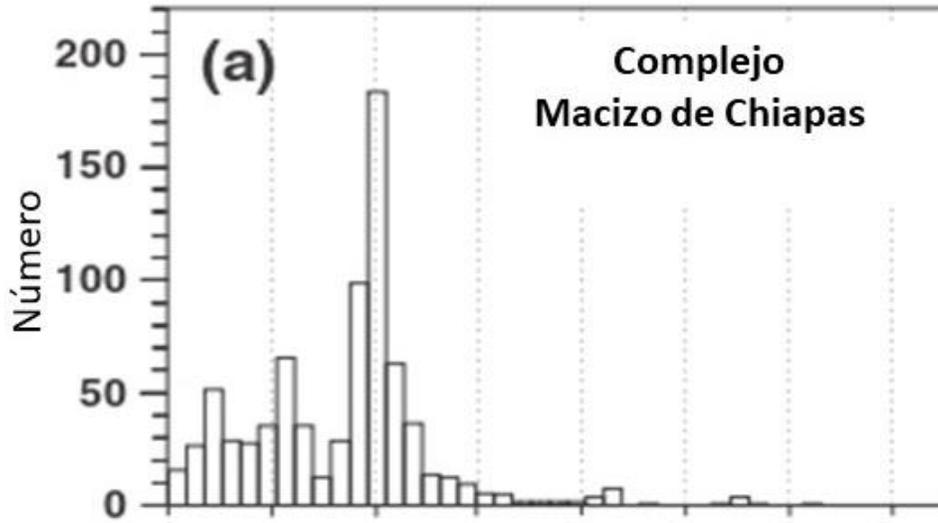


Figura 5. 36 Histogramas de edades en zircones del Complejo Macizo de Chiapas considerado como posible fuente de zircones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin *et al.*, 2018).

En el Terreno Cuicateco se ha reportado edades para sus zircones más jóvenes de 77-94 Ma y 112 y 120 Ma, otras poblaciones de zircones tienen rangos de edades en su mayoría concordantes de 225-282 Ma, 491-733 Ma, 1018-1278 Ma y 1453-2053 Ma, los zircones más antiguos, discordantes, tienen una edad entre 2703 y 2806 Ma. (Fig.5.37) (Perez *et al.*, 2009).

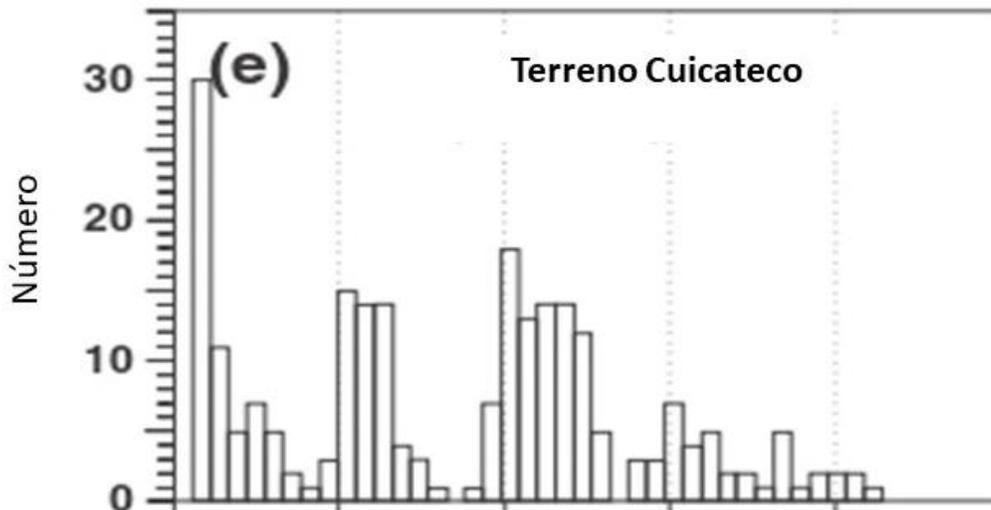


Figura 5. 37 Histogramas de edades en zircones del Terreno Cuicateco considerado como posible fuente de zircones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin *et al.*, 2018).

El terreno más proximal a la zona de estudio es la Provincia Alcalina del Este, esta zona ha sido de gran interés debido a que se ha sometido a discusión si el campo volcánico de los Tuxtlas pertenece a esta provincia o es una extensión de la Faja Volcánica Transmexicana, estos terrenos reportan edades que van de 0.8 – 2.8 Ma. (Fig. 5.38).

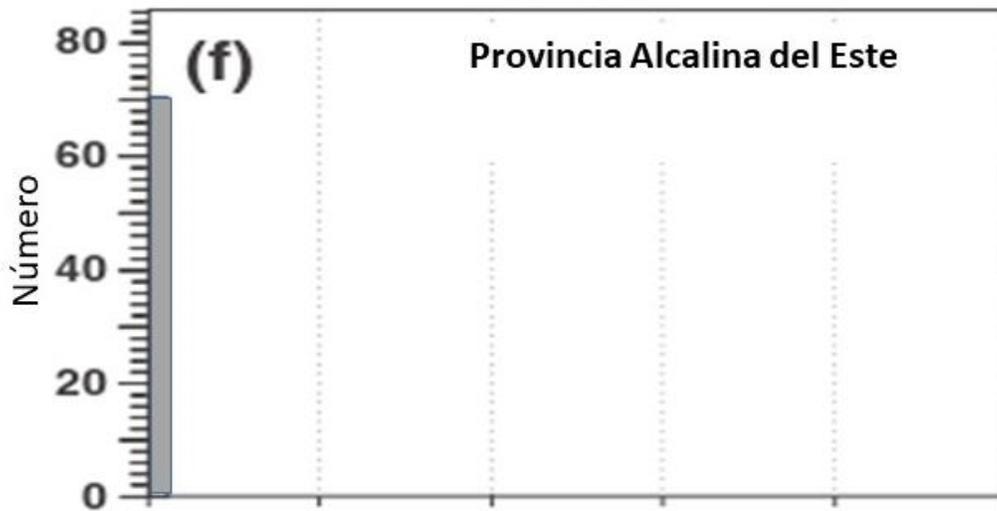


Figura 5. 38 Histogramas de edades en zirrones de la Provincia Alcalina del Este considerada como posible fuente de zirrones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin *et al.*, 2018).

El complejo Chuacús se encuentra en el límite entre Guatemala y México, esta zona cuenta con un sistema hidrológico muy amplio el cual transporta grandes cantidades de sedimentos por los Estados ubicados al sur del país (Fig.5.39).

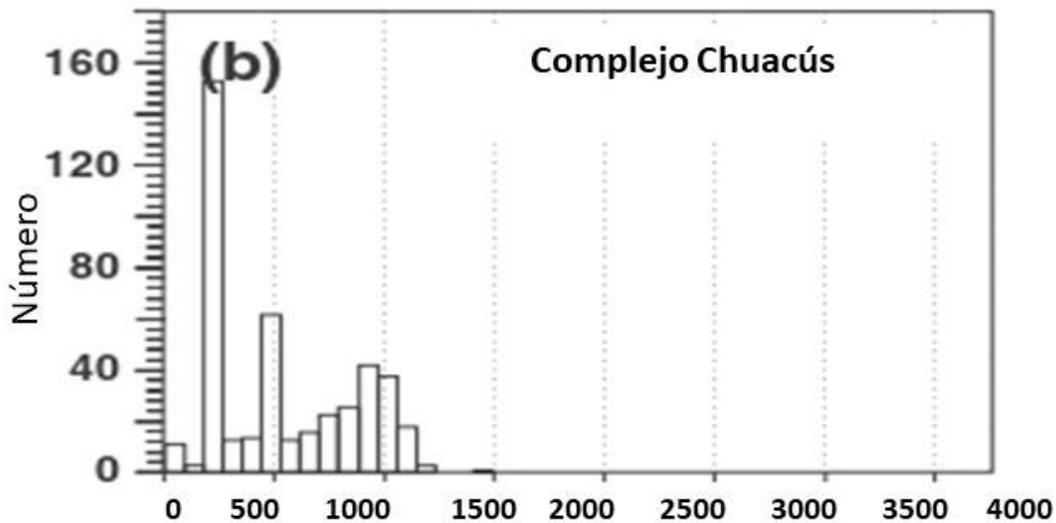


Figura 5. 39 Histogramas de edades en zirrones del Complejo Chuacús considerado como posible fuente de zirrones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin *et al.*, 2018).

El Terreno Oaxaca ha sido reportado por varios autores como Ducea en 2004; Solari en 2011 y Torres de León 2014, los cuales han reportado edades para los zircones entre 542-1,425 Ma. (Fig. 5.40).

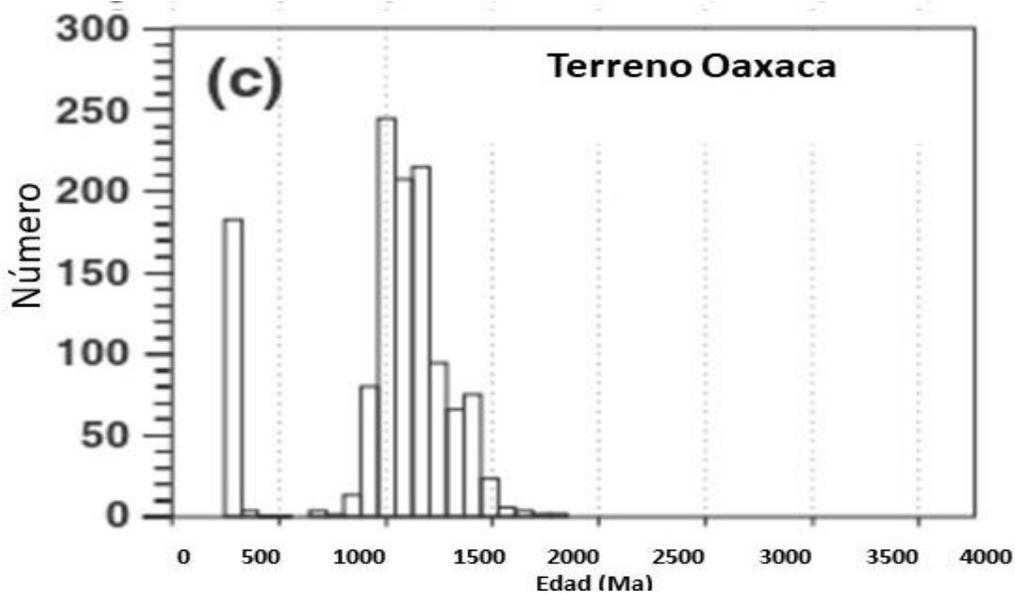


Figura 5. 40 Histogramas de edades en zircones del Terreno Oaxaca considerado como posible fuente de zircones detríticos para la Playa Montepío. Modificado de Armstrong-Altrin *et al.*, 2018).

Se realizó una comparación con las edades anteriormente reportadas en la región y las edades obtenidas en este estudio (Fig.5.41 y Fig. 5.42). En esta comparación se puede observar la coincidencia en los picos de frecuencia, sobre todo en las edades de (~900-1000 Ma) con el Terreno Oaxaca y para las edades más jóvenes se observa que el pico de frecuencia coincide con el de la Provincia Alcalina del Este en las edades de (~0.1 Ma).

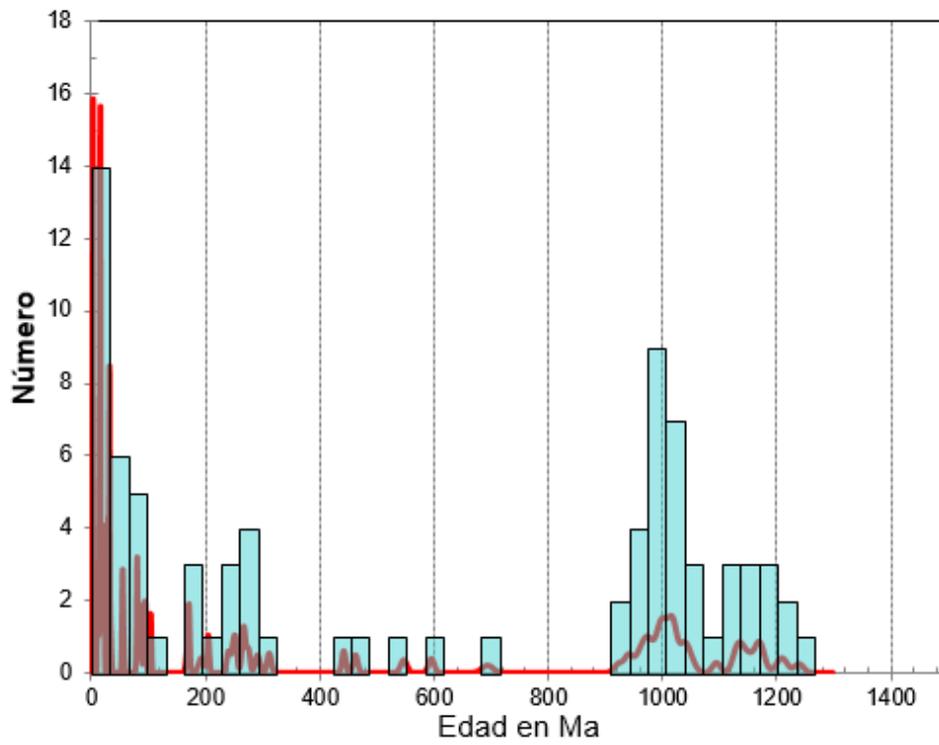


Figura 5. 41 Histograma de edades de zircones detríticos de la muestra MPIO-7.

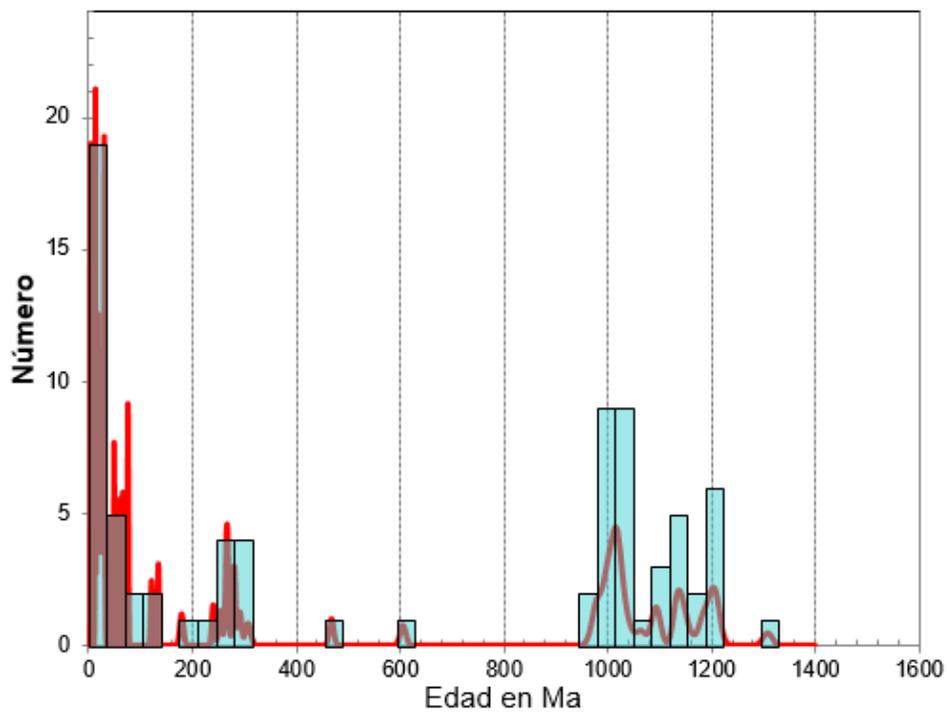


Figura 5. 42 Histograma de edades de zircones detríticos de la muestra MPIO-9.

Por lo que se puede inferir que los zircones detríticos provienen de la erosión de las rocas del Terreno Oaxaca y probablemente como una fuente más lejana el Terreno Cuicateco, de igual manera se puede considerar al Complejo Macizo de Chiapas y al Complejo Chuacús, para las edades Grenvillianas y para las edades Cenozoicas y debido a la ubicación de la Playa Montepío se puede decir que los zircones más jóvenes provienen de los volcanes cercanos a la zona de estudio (Pico de Orizaba y Campo Volcánico de los Tuxtlas). Al analizar los diagramas obtenidos de las posibles rocas fuente correlacionándolos con la edad, se puede concluir con más certeza que los zircones de granitoides pertenecen al Complejo Macizo de Chiapas, con influencia de Terreno Cuicateco y el Complejo Chuacús, los cuales coinciden en edades.

CAPITULO VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A través de los análisis granulométricos realizados en las arenas de la Playa Montepío, se determinó que estas se componen en su mayoría de arenas medianas a gruesas, aunque muestran cierta variedad de tamaños.

Las arenas bien clasificadas probablemente se formaron cuando se expusieron a las olas, esta exposición puede reducir los espacios de poros entre los granos de arena y mejorar su clasificación y las arenas medianas gruesas deben su buena clasificación a la densidad que presentan.

En esta playa presenta variaciones en el tamaño de grano lo que pudiera deberse a la mezcla de procesos eólicos y marinos, probablemente depositadas en un ambiente de alta energía, esto también puede observarse en las microtexturas que presentan los zircones bajo el microscopio electrónico de barrido.

Según los diagramas de discriminación de ambientes, los cuales se basan en los parámetros de tamaño de grano, las arenas se depositaron en un ambiente de playa con influencia continental debido al perenne "La Máquina", el cual desemboca cerca de la Playa Montepío.

La mineralogía identificada mediante la microscopía electrónica de barrido y el análisis a través de microscopía óptica, se observó que es muy común encontrar cuarzos, piroxenos, plagioclasas y algunos feldespatos alcalinos, así como fragmentos líticos, observándose minerales ricos en sílice como el cuarzo y minerales máficos (olivinos y piroxenos), esto nos dice que las arenas provienen de dos o más fuentes.

En los difractogramas de rayos X se interpretó una gran concentración de fases minerales de cuarzo, olivino, plagioclasas, diópsido y augita, por lo que se puede interpretar que las fases de olivinos y plagioclasas son significativas debido a la ubicación de la playa dentro del Campo Volcánico de los Tuxtlas; sin embargo en esta zona existen lavas máficas y rocas plutónicas del cual proviene el cuarzo, además de una posible fuente más distal la cual podría provenir del Macizo de Chiapas (intrusiva y metamórfica).

Las láminas delgadas obtenidas se observa gran cantidad de minerales máficos como olivinos, piroxenos, plagioclasas, debido a la poca resistencia de estos minerales al intemperismo, la fuente debe ser más cercana, se observan granos de cuarzo el cual no es

característico de fuentes máficas pero debido a la gran resistividad del cuarzo este podría provenir de fuentes más lejanas.

De acuerdo al análisis geoquímico de zircones detríticos que se llevó a cabo, se obtuvieron concentraciones de elementos traza como Th y U, siendo estas concentraciones de gran importancia para poder inferir la afinidad de las rocas, de acuerdo a la relación que se observó en las muestras de esta playa se infiere que son de origen félsico.

Con respecto al Ce y Eu se determinaron la anomalía de Eu/Eu^* el cual se encontró entre (0.01-0.61) y (0.02-0.070) en las muestras MPIO-7 y MPIO-9 respectivamente, con lo que se puede determinar el origen y la afinidad de los zircones, demostrándose que la gran mayoría de las poblaciones de los zircones de la Playa Montepío son de origen magmático con afinidad félsica, sin embargo, existen algunas variaciones en los análisis, evidencia que podrían ser de otro origen, lo que nos indica que los zircones de la Playa Montepío pudieran provenir de diferentes fuentes como el Campo Volcánico de los Tuxtlas, el cual es de composición intermedia-máfica, esto es visible en los diagramas normalizados por condrita, diagramas en los cuales algunos zircones del cenozoico no muestran anomalía de Eu negativa, con lo cual se puede determinar que estos zircones que no presenta anomalías negativas de Eu y pertenecen al Cenozoico, provienen de esta fuente de afinidad intermedia-máfica.

De acuerdo a las concentraciones de LREE, HREE, se muestra que los zircones de esta playa contienen una gran concentración de tierras raras (82.4-10,908.9 ppm y 66.98-6,149.38 ppm), posiblemente se deba a que provengan de granitoides.

A través de los diagramas de relación (REE vs Edad) se determinó que la concentración de tierras raras no depende de la edad de éstos, ya que se observan zircones de edades jóvenes con concentraciones significativas de tierras raras y zircones con concentraciones significativas de edad grenviliana.

Los zircones de la Playa Montepío muestran similitud con edades de zircones reportadas en la región, las edades reportadas abarcan terrenos desde el límite con Guatemala y México concordante con las edades del Macizo de Chiapas y del Terreno Oaxaca, esto para los zircones que datan edades más antiguas, mientras que para los zircones más jóvenes podrían provenir de la Faja Volcánica Transmexicana, y del Campo Volcánico de los Tuxtlas, por lo que se puede inferir que los zircones detríticos de la playa provienen de la

erosión de rocas plutónicas, específicamente tonalitas y leucogranitos; los cuales se encuentran descritos en el Macizo de Chiapas, Terreno Oaxaca y algunos en Chuacús al correlacionar los histogramas de edad con los diagramas para discriminación de fuentes para los zircones detríticos de las muestras, éstas confirman su procedencia, las posibles fuentes podrían conectar con la zona de estudio mediante el sistema hidrológico.

De acuerdo a las imágenes obtenidas del microscopio electrónico de barrido en los zircones se observan las texturas que fueron formándose a lo largo de su transporte y sedimentación, éstas microtexturas normalmente se forman al transportarse a través de los ríos y al golpear con otros minerales, también presentan microtexturas características de un medio eólico esto podría ser debido a que se depositaron en la zona de mesoplaya, ésta zona tiene gran interacción del viento y el oleaje de la playa, la mesoplaya es el lugar específico donde se extrajeron las muestras para la realización de este estudio.

Inferir la procedencia de los zircones detríticos mediante la datación y análisis geoquímico fue uno de los objetivos de este estudio, aunque si se pudiera realizar una logística para muestrear puntos clave de las trayectorias de los posibles conectores con la zona de estudio para posteriormente analizar estas muestras y realizar una comparativa de las composiciones daría mayor información acerca del transporte, la trayectoria y la fuente de los zircones detríticos.

El realizar diversos análisis para la determinación de la procedencia de sedimentos nos sirve para comparar todos los resultados obtenidos y concluir con mayor certeza la procedencia de estos.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera Gómez, L., 1988. Petrología de Las Rocas ígneas del área de Los Tuxtlas, Veracruz (Tesis Profesional) Instituto Politécnico Nacional, Mexico (58 pp.).
- Aguilera-Martinez, M. (2004). Carta Geológica - Minera de Coatzacoalcos E15-1-4 Veracruz, Oaxaca y Tabasco. *Servicio Geológico Mexicano* .
- Albardeiro, L., Pereira, M. F., Gama, C., Chichorro, M., Hofmann, M., & Linnemann, U. (2014). Provenance study of Pliocene-Pleistocene sands based on ancient detrital zircons (Alvade Basin, SW Iberian Atlantic coast). *Sedimentary Geology*, 47-58.
- Álvarez- Sánchez, J. & Naranjo-García E. (2003). *Ecología del suelo en la selva húmeda de México*. Instituto de Ecología, A.C., Instituto de Biología y Facultad de Ciencias, UNAM. Xalapa, México. 316 p.p.
- Andrle, R. (1964). *A biogeographical investigation of the Sierra of Los Tuxtlas in Veracruz, México*. Ph. D. Dissertation, Louisiana State University, Baton Rouge.
- Arche, A. (2010). *Sedimentología del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria*. Madrid, España: Textos Universitarios .
- Armstrong- Altrin , J. S., Ramos-Vazquez, 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. *Geological Journal* , 1-25.
- Armstrong-Altrin, J. S., Nagarajan, R., Balaram, V., & Pineda, N. (2015). Petrography and geochemistry of sands from Chachalacas and Veracruz beach areas, western Gulf of Mexico, Mexico: Constraints on provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* , 199-216.
- Ayşe, D. K. (2016). Investigation of zircon by CL (Cathodoluminescence) and Raman Spectroscopy . *World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium* .
- Aznar, E. (2012). *Universidad de Granada*. Recuperado de https://www.ugr.es/~eaznar/matgeo/apuntes/datacion_radiometrica.pdf

- Bell, E., Boehnke, P., & Harrison M. T. (2017). Applications of biotite inclusion composition to zircon provenance determination. *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 237-246.
- Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S., & Fisher, N. (2002). Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib Mineral Petrol*, 602-622.
- Boggs, S. J. (2009). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Nueva York: Cambridge University.
- Cárdenas, V. J., Castro, M. J., & Consejo de Recursos Minerales (Mexico). (1994). Monografía geológico-minera del estado de Veracruz. México. *Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaría de Minas e Industria Básica*.
- Carranza, E. y M. Caso (1997), Zonificación del perfil de playa, *GeoUNAM*, 2, 26-32.
- Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J. J., Rosales-Hoz, L., Morales de la Garza, E. A., & Lozano-Santa Cruz, R. (2009). Beach sand composition and provenance in a sector of the southwestern Mexican Pacific. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2, 433-447.
- Cartaya, S., Méndez, W., & González, L. (2005). Geomorfología y sedimentología de los ambientes deposicionales recientes del complejo estuarino de los ríos Hueque y Curarí, Estado Falcón, Venezuela. *Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 7-33.
- Coll de Hurtado, A. (1970). Carta Geomorfológica de la Región Costera de los Tuxtlas, Estado de Veracruz. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía*, 23-28.
- Correcher, V. (2015). *Técnicas Luminiscentes*. Madrid, España: CIEMAT
- Cullers, R. L., Bock, B., & Guidotti, C. (1997). Elemental distributions and neodymium isotopic composition of Silurian metasediments, western Maine, USA: Redistribution of rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(9), 1847-1861.
- Cullers, R. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 305-327.

- Dabrio, C. J. (2010). Playas . En A. Arche, *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M. y Clark, F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. UNAM, Instituto de Geología, 2, 223-238.
- Dickin, A. (2005). *Radiogenic Isotope Geology* . New York, EUA.: Cambridge University
- Dorrik, A. V. Stow. (2006). *Sedimentary Rocks in the Field: A Color Guide*. London: Manson. Press.
- Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Schoemaker, S., Ruiz, J., & Valencia, V. A. (2004). Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 116(7/8), 1016-1025.
- Ennes de Barros , C., Nardi, L. V., Dillenburg, S. R., Ayup , R., Jarvis, K., & Baitelli, R. (2010). Detrital Minerals of Modern Beach Sediments in Southern Brazil: A Provenance Study Based on the Chemistry of Zircon. *Journal of Coastal Research*, 80-93.
- Escalona-Alcázar , F., Solari, L., García y Barragán, J. C., Carrillo-Castillo, C., Bluhm-Gutiérrez, J., García-Sandoval, P., Núñez-Peña, E. P. (2016). The Paleocene-early Oligocene Zacatecas conglomerate, Mexico: sedimentology, detrital zircon U-Pb ages, and sandstone provenance. *International Geology Review*, 58(7), 826-848.
- Farmer, P. L. (2012). Trace element characteristics of zircon: A means of assessing mineralization potential of intrusions in Northern Nevada. Oregon, EUA.: Oregon State University.
- Fedo, C. (2003). Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record. *Mineralogy and Geochemistry*, 277-303.
- Feo- Codecido, G. (1956). Heavy- mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy AAPG Bull., 40,984-1000.
- Ferrati, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C. M., Jacobo-Albarrán, J., & López-Martínez, M. (2005). Geology, geochronology and tectonics setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern

- Alkaline Province Revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 284-306.
- Finch, R. J. (2003). Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals . *Mineralogy and Geochemistry* , 1-25.
- Finzel, E. (2017). Detrital zircon microtextures and U-Pb geochronology of Upper Jurassic to Paleocene strata in the distal North American Cordillera foreland basin. *Tectonics* 1295-1316.
- Folk, R.L. (1954). The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary- Rock Nomenclature. *The Journal Of Geology*, 62(4), 344-359. <http://dx.doi.org/10.1086/626171>
- Folk, R. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: Hemphill Publishing Company.
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazosriver bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-27.
- Friedman, G. M. (1967). Dynamic processes and statistical parameteres compared for size fequency distribution of beah and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 327-354.
- García-Hidalgo, J. (2010). Ambientes eólicos. En A. Arche, *Sedimentología Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Gärtner, A., Linnemann, U., Sagawe, A., Hofmann, M., Ullrich, B., & Kleber, A. (2013). Morphology of zircons crystal grains in sediments- Characteristics, classifications, definitions. *Geologica Saxonica*, 65-73.
- Gehrels, G. E. (2012). Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. In *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (pp. 45-62). John Wiley and Sons. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch2>.
- Guevara- Sada, S., Laborde- Dovalí, J., & Sánchez- Ríos G.,(2000). La reserve de la Biosfera Los Tuxtlas. *Programa de cooperación sur-sur sobre desarrollo socioeconomico ambientalmente adecueado en los trópicos humedos*,29.

- Hails, J. R., & Hoyt, J. H. (1969). The Significance and Limitations of Statistical Parameters for Distinguishing Ancient and Modern Sedimentary Environments of the Lower Georgia Coastal Plain. *SEPM Journal Of Sedimentary Research*, 39(2), 559-580.
- Hanchar, J. M., & Westrenen W.V. (2007). Rare Earth Element Behavior in Zircon –Melt Systems. *Elements*, 3, 37-42.
- Hernández- Coronado, C.J. (2015). *Petrografía y Geoquímica de Arenas de Playas del Suroeste del Golfo de México: Implicación de Procedencia* (Tesis de Licenciatura): Universidad Nacional Autónoma de México. México D.F.
- Hernández-Hinojosa, V., Montiel-García , P. C., Armstrong-Altrin, J., Nagarajan, R., Kasper-Zubillaga, J. J. (2018). Textural and Geochemical Characteristics of Beach Sand Along The Western Gulf of Mexico. *Capathian Journal of Eath and Evironmental Sciences* , 161-174.
- Hoskin, P. W., & Ireland , T. R. (2000). Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 627-630
- Hoskin , P. W., & Schaltegger, U. (2003). The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis . *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* , 27-62.
- Huang, W. T. (1981). *Petrología*. (2da. Edición) México: UTEHA,S.A de C.V.
- Hui, C., XiNong, X., JingLiang, G., Ming, S., KeQing , Z., Fei, S., Zhi Lei, S. (2015). Provenance of Central Canyon in Qiongdongnan Basin as evidenced by detrital zircon U-Pb study of Upper Miocene sandstones. *Science China Earth Sciences* , 1337-1349.
- Hurlbut, D. (1960). *Manual de Mineralogía* . Barcelona, Buenos Aires, México: Reverté S.A.
- Johnson, G. D., Olson, E. A., & Stadish, V. (13 de Septiembre de 2016). *Encyclopedia Britannica, inc.* Recuperado el 26 de junio de 2018, de <https://www.britannica.com/science/geochronology>
- Kasper-Zubillaga , J. J., & Carranza- Edwards, A. (2005). Grain Size Determination Between Sands of Desert And Coastal Dunes From Northwestern, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 22, 383-390.

- Kasper-Zubillaga, J. J., Armstrong-Altrin, J. S., Carranza-Edwards, A., Morton-Bermea, O., & Rufino Lozano, S. C. (2013). Control in Beach and Dune Sands of the Gulf of Mexico and the Role of Nearby Rivers. *Internacional Journal of Geosciences*.
- Keer. (1965). *Mineralogía Óptica*. Madrid: Ediciones del Castillo S.A.
- Kempe, U., Gruner, T., Nasdala, L., & Wolf, D. (2000). Relevance of cathodoluminescence for the interpretation of U-Pb Zircon Ages, with an Example of an Application to Study of Zircons from the Saxonian Granulite Complex, Germany. En V. B. M. Pagel, *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer.
- Komar, P.D., & Wang, C. (1984). Processes of Selective Grain Transport and the Formation of Placer on Beaches. *The Journal of Geology*, 92, 637-655.
- Lee, C., Ryu, I.-C., & Shinn, Y. (2017). U-Pb ages of detrital zircons in Lower Cretaceous non-marine successions of the Gyeongsang Basin, Northeast Asia: Implications for sediment provenance. *Sedimentary Geology*, 125-138.
- López-Ramos, E. (1988). Contribución a la historia de la geología en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 3-18.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379-474.
- Markwitz, V., & Kirkland, C. L. (2018). Source to sink zircon grain shape: Constraints on selective preservation and significance for Western Australian Proterozoic basin provenance. *Geoscience Frontiers*, 415-430.
- Milner, H. (1922). (1era edición). *Sedimentary Petrography*. Wexford college press. Estados Unidos de America.
- Mihai N. Ducea, George E. Gehrels, Sarah Shoemaker, Joaquin Ruiz, Victor A. Valencia; Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology. *GSA Bulletin*, 116 (7-8): 1016–1025
- Miola, R. J., & Weiser, D. (1968). Textural parameters: an evaluation. *SEPM Journal Of Sedimentary Research*, 38(1), 45-63.

- Negendank, J. F., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., & Werle, D. (1985). Geological and geochemical investigations on the Eastern Trans Mexican Belt. *Geofisica International*, 477-575.
- Nelson, S. A., & González - Caver, E. (1992). Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 55, 85-96.
- Nesse, W. (2004). *Introduction to optical mineralogy* . Nueva York: Oxford University Press, Inc.
- Nichols , G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy* . Wiley- BlackWell.
- Olson, E. A., Mallory , V. S., & John, G. D. (13 de Septiembre de 2016). *Encyclopedia Britannica, inc.* Recuperado el 26 de junio de 2018, de <https://www.britannica.com/science/geochronology>
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to Nort America during late Paleozoic. *Geology*, 23,1127-1130.
- Ortega- Flores , B. (2017). *Caracterización del límite este del Terreno Guerrero mediante isotopía de Hf y Geocronología U-Pb en zircones detríticos* (Tesis de Doctorado): Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro
- Padilla y Sánchez , R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*,1, 19-42.
- PEMEX. (2010). Provincias Geológicas de México . *PEMEX exploración y producción* .
- Pereyra -Díaz, D., Pérez-Sesma, J. A., & Salas-Ortega, M. R. (2010). Hidología. *Atlas del patrimonio natural, historico y cultural de Veracruz* (págs. 85-122). Xalapa Veracruz, México: Universidad Veracruzana.
- Pérez – Arias, G. (2013). *Análisis de la producción, porosidad, permeabilidad y saturación (aceite-agua), en el Sector Norte del Campo Tajín de la Cuenca Chicontepec* (Tesis de Licenciatura): Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F. CD. Universitaria.

- Pérez- Arvizu , O., Ortega- Obregon, C., Solari, L., & Gómez-Tuena, A. (2010). Aplicaciones del sistema LA-ICP-MS del centro de geociencias de la UNAM. *Simpósio de Metrología*.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L., Gómez- Tuena, A., & Valencia, V. (2009). El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceanica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 222-242.
- Pettijohn , F. J. (1975). *Sedimentary Rocks* (3ra. ed.). Singapur: Times Printers Snd.Bhd.
- Pinto, L., Alarcón, P., Morton , A., & Nalpauer, M. (2018). Geochemistry of heavy minerals and U-Pb detrital zircon geochronology in the Manantiales Basin: Implications for Frontal Cordillera uplift and foreland basin connectivity in the Andes of central Argentina. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104-125.
- Poppe, L. J., Eliason, A. H., & Hasting, M. E. (2003). A Visual Basic program to classify sediments base don gravel-sand- silt-clay ratios. *Computers & Geosciences*, 29 (6), 805-809. [http://dx.doi.org/10.1016/s0098-3004\(03\) 00048-7](http://dx.doi.org/10.1016/s0098-3004(03) 00048-7)
- Ríos-Macbeth, F. (1952). Estudios geológicos de la región de Los Tuxtlas, Veracruz. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana de Geología y Petrología* , 325-276.
- Rojas-Vilches, O. (2008). *Dataciones*. Concepción Chile: Universidad de Concepción Facultad de Arquitectura-Urbanismo-Geografía, Departamento de Geología.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism . *Chemical Geology*, 123-138.
- Ruiz- Barradas, A., Tejada Martínez, A., Miranda- Alonso, S., & Flores-Zamudio, R., (2010). Climatología. Atlas del patrimonio natural, historico y cultural de Veracruz (págs. 65-85). Xalapa Veracruz, México: Universidad Veracruzana.
- Schaefer, B. (2016). *Radiogenic Isotope Geochemistry*. Cambridge : Cambridge University Press.
- Schoene, B. (2014). U-Th-Pb Geochronology. *Earth Systems and Evironmental Sciences* , 314-378.

- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico*. The Geological Society of America, Inc.
- Southern Asia Research Group. (2016). *SEARG*. Recuperado el 03 de marzo de 2018, desde <http://searg.rhul.ac.uk/current-research/provenance-studies/>
- Sircombe, K., & Freeman, M. (1999). Provenance of detrital zircons on the Western Australia coastline- Implications for the geologic history of the Perth basin and denudation of the Yilgard craton. *Geology*, 879-882.
- Shaji, E., Santosh, M., Fang He, X., Rui Fan, H., Dhanil Dev, S., Yang, K.-F., . . . Pradeepkumar, A. (2014). Convergent margin processes during Archean-Proterozoic transition in southern India: Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of gold-bearing amphibolites, associated metagabbros, and TTG gneisses from Nilambur. *Precambrian Research*, 69-96.
- Shepard, F.P. (1954). Nomenclature Base don Sand-silt-clay Ratios. *SEPM Journal Of Sedimentary Research*, 24 (3), 151-158. <http://dx.doi.org/10.1306/d4269774-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- Sheppard, S., Rasmussen, B., Bodorkos, S., & Tyler, I. M. (2008). Role of geochronology in our present- day understanding of the Proterozoic: an Australian perspective . *Australian Journal of Earth Sciences*, 795-819.
- Schlumberger, (2009). Provincias Petroleras de México. *Well Evaluation Conference, Mexico*.
- Solari, L. A., Gomez-Tuena, A., Bernal, J. P., Perez-Arvizu, O., & Tanner, M. (2009). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Worksation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 5-18.
- Sommer, H. K. (2019). Igneous petrology, zircon geochronology and geochemistry of multiply emplaced granitoid bodies from the Paleoproterozoic Usagran domain in central Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, 626-656.

- Sopeña, A., & Sanchez-Moya, Y. (2010). Los sistemas aluviales . En: A. Arche, *Sedimentología del proceso físico a la cuenca* . Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Stewart, H. B. (1958). Sedimentary Reflections of Depositional Environment in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico. *AAPG Bulletin*, 42(11), 2567-2618.
- 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. *Journal os South American Earth Sciences* , 346-361.
- Tarbuck, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra una Introducción a la Geología Física* . Madrid: Pearson Educación S.A.
- Thomas, W. A. (2011). Detrital-zircon geochronology and sedimentary provenance. *Lithosphere*, 304-308.
- Toselli, A. (2010). *Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO)*. Obtenido de Elementos Básicos de Petrología Ígnea: http://www.insugeo.org.ar/libros/misc_18/09.htm
- Tschopp, J.H. (1926). Geological report on lowland between Veracruz and San Andrés Tuxtla mountains. *Geol. Rep.* 145, 13.
- Tucker, M. E. (1991). *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks* . Blackwell Scientific publications.
- Uriz, N. J., Portillo, N. S., Basei, M. A., Bossi, J., & Cingolani, C. A. (2013). Geocronología U-Pb (LA-ICP-MS) y tipología de circones detríticos del grupo durazno, devonico de Uruguay: Análisis preliminar de procedencia sedimentaria . *Simposio de Minería y Desarrollo del Cono Sur*.
- Velasco Tapia, F. (1996). Aspectos básicos del análisis químico de materiales geológicos (Tesis de Maestría) *Universidad Autónoma de Nuevo León*, Monterrey, Nuevo León.
- Verma , S. P., Salazar-V, A., Negendank, J. F., Milán, M., Navarro, I., & Besh, T. (1993). Características petrográficas y geoquímicas de elementos mayores del Campo Volcánico de Los Tuxtlas, Veracruz, México. *Geofísica International*, 237-248.

- Verma, S. P. (2006). Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico. *International Earth Sciences* , 871-901.
- Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández , J. A., Velasco-Tapia, F., & Orozco-Esquivel, M. T. (2009). Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. *Ciencia UANL*, 12(1). 42-49.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia , V. A., Iriando, 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. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3),262-276
- Zavala- León, A. C. (2018). *Geoquímica y datación de zircones detritícos de playa "Atasta" del suroeste del Golfo de México, México: implicaciones de procedencia* (Tesis de Licenciatura).Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Mineral de la Reforma.
- Zhong, S., Feng, C., Seltmann, R., Daxin , L., & Qu, H. (2018). Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, 646-657.
- Zolnerkevic, I. (Mayo de 2012). Un laboratorio pionero ayuda a reconstruir la historia geológica de Sudamérica al determinar la edad de las rocas. *Pesquisa FAPESP*. Recuperado de: <http://revistapesquisa.fapesp.br/es/2012/08/22/nace-un-continente/>

ANEXOS

Anexo 1.-GLOSARIO

Anatexis: fusión diferencial o parcial de las rocas. Suele producirse por el aumento de temperatura en rocas de metamórfico elevado que suele originar fusión parcial y total de las rocas con la formación de magmas en condiciones de temperatura y presión no definidas.

Antefosa: fosa oceánica profunda en el lado convexo de un arco insular.

Antepaís: zona marginal de una cordillera; se trata de una zona estable donde ya no llega el frente de la deformación y hacia a cuál se dirige la vergencia de la mayor parte de los pliegues y cabalgamientos.

Depocentro: área o lugar de una cuenca sedimentaria en la que una unidad estratigráfica concreta alcanza el máximo espesor.

Falla antitética: falla subsidiaria de una mayor que forma un alto ángulo con ella y presenta un sentido de desplazamiento opuesto.

Halos pleocroicos: conjunto de anillos de diferentes colores observados en minerales, producidos por irradiación de partículas.

Rift: fosa tectónica de gran longitud limitada por fallas y generada por un adelgazamiento litosférico debido a la acción de esfuerzos distensivos horizontales. Puede ser continental u oceánico y presenta una gran actividad volcánica y sísmica; además, los rifts continentales son cuencas receptoras de sedimentos. Es la expresión geológica de los límites de placa divergentes.

Trasarco: es el área de detrás de un arco volcánico en una zona de subducción.

Anexo 2.- LISTA DE ABREVIATURAS

ΣREE: Sumatoria de tierras raras.

BSE: black scattered electron (barrido de electrones retrodispersados).

CL: catodoluminiscencia.

CVT: Campo Volcánico de los Tuxtlas.

FVTM: Faja Volcánica Trans-Mexicana.

ICP-MS: Laser ablation- Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (Ablación Láser por Espectrometría de Masas de Plasma Inductivamente Acoplado).

ID-TIMS: espectrometría de masas por ionización térmica por dilución isotópica.

HREE: Heavy Rare Earth Elements (tierras raras pesadas).

K_G : curtosis

LREE: Light Rare Earth Elements (tierras raras ligeras).

M_z : Tamaño medio

σ_ϕ : desviación estándar

mm: milímetros.

ppm: partes por millón.

ppb: partes por billón.

RH28: Región Hidrológica 28.

RH29: Región Hidrológica 29.

Sk_1 : grado de asimetría