



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

**“Textura, mineralogía y geoquímica de los sedimentos de talud frente a los Tuxtlas, Veracruz:
implicaciones sobre intemperismo, procedencia y ambientes deposicionales”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

(Geología Marina)

PRESENTA:

OC. MARIO EMILIO MARCA CASTILLO

TUTOR PRINCIPAL:

DR. JOHN S. ARMSTRONG-ALTRIN

(Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

COMITÉ TUTOR:

Dra. María Adela Monreal Gómez (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)
Dr. Antonio Zoilo Márquez García (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)
Dr. Madhavaraju Jayagopal (Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, UNAM)
Dr. Miguel Ángel Alatorre Mendieta (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología)

MÉXICO, CD. MX., FEBRERO, 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al PCML (UNAM) por el apoyo; de la misma manera agradezco al CONACyT por la beca otorgada.

Agradezco a UNAM-DGAPA-PAPIIT proyecto titulado “Granulometría, geoquímica y datación de sedimentos de playas y mar profundo del Golfo de México, México: Implicaciones de procedencia y paleoambiente” con número IN106117 por el apoyo financiero, otorgado al Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam.

También Agradezco al ICML, UNAM y al proyecto institucional número 616 por recibirme en sus instalaciones y apoyarme en la realización de mi tesis de maestría; así como a la Dra. María Luisa Machain-Castillo por las muestras del proyecto “FACIES-PEMEX-PEP-No: 420401851”.

Se agradece a los técnicos de laboratorio M. en C. Eduardo Morales de la Garza y Ricardo Martínez por los análisis granulométricos. A la Quím. Patricia Girón García por los análisis de Difracción de Rayos X, y al Quím. Rufino Lozano por mostrarme el procedimiento para el análisis de Fluorescencia de Rayos X en el Instituto de Geología de la UNAM y al Ing. Carlos Linares López por ayudarme con el estudio SEM-EDS.

Asimismo agradezco a los miembros de mi comité tutor, el Dr. Madhavaraju Jayagopal, la Dra. María Adela Monreal Gómez, el Dr. Antonio Zoilo Márquez García y al Dr. Miguel Ángel Alatorre Mendieta por haber revisado mi tesis.

Especialmente agradezco a mi tutor, el Dr. Armstrong Altrin Sam John Selvamony por aceptarme en su proyecto, por su paciencia y por compartir su conocimiento conmigo.

*Dedicada a mi hermana Mariana
y a mis padres Adriana y Mario
gracias por estar conmigo.*

Contenido

Resumen

Abstract

1. Introducción	1
2. Justificación	6
3. Marco Teórico	7
4. Objetivos	8
4.1 Objetivo General	8
4.2 Objetivos Específicos	9
5. Área de Estudio	10
5.1 Región de Los Tuxtlas.....	13
5.2 Caracterización de sedimentos en la zona litoral	17
5.3 Corrientes de mar profundo.....	18
5.4. Circulación del viento en el Golfo de México	20
6. Metodología	22
6.1 Muestreo.....	22
6.1.1 Núcleos.....	23
6.2 El análisis granulométrico	24
6.3 Petrografía (composición modal): Láminas delgadas	25
6.4 Mineralogía	25
6.4.1 SEM-EDS (Microscopio Electrónico de Barrido con microanálisis de rayos X)	25
6.5 Geoquímica	26
6.5.1 Elementos mayores	26
6.5.2 Elementos traza y tierras raras.....	26
7. Resultados y Discusiones	29
7.1 Granulometría	29
7.2 Petrografía.....	31
7.3 Mineralogía basada en espectros de SEM-EDS	34
7.3.1 Espectros de SEM-EDS para el núcleo E45.....	36
7.3.2 Espectros de SEM-EDS para el núcleo E63.....	38
7.4 Geoquímica	39

7.4.1 Elementos Mayores	39
7.4.2 Elementos Traza.....	44
7.4.3 Tierras raras.....	49
7.5 Intemperismo y madurez textural.....	54
7.6 Procedencia de sedimentos.....	58
7.7 Comparación de la composición de la roca fuente.....	66
7.8 Ambiente de depósito.....	68
7.9 Tasa de sedimentación	69
8. Transporte fluvial de sedimento; de la costa al mar profundo del Golfo de México	70
9. Conclusiones.....	74
10. Referencias Bibliográficas	76

Resumen

El análisis textural, mineralogía y geoquímica de los núcleos sedimento E45 y E63 de la zona de aguas profundas del suroeste del Golfo de México a ~ 1666 y 1672 m de profundidad, se estudiaron para inferir la procedencia y su comportamiento deposicional. El análisis textural determinó que ambos núcleos son dominados por limos, los cuales ocupan más del 50 % en ambas muestras y las arcillas están presentes en un 40 %. Los núcleos tienen un bajo porcentaje de arenas. El análisis petrográfico reveló restos de origen biogénico y otros líticos con una redondez angular y baja esfericidad, lo que indica un ambiente de baja energía y por consiguiente bajo nivel de intemperismo en el sedimento, esto sugiere que los sedimentos no fueron afectados por el transporte y que proceden de una roca fuente cercana. En ambos núcleos se hallaron fragmentos de cuarzo, el cual es una roca félsica, además líticos volcánicos y piroxenos, que son rocas de composición intermedia y que están asociadas en general a la actividad volcánica de los márgenes continentales. Con los estudios de SEM-EDS se encontró que las muestras tienen concentraciones de minerales tales como barita, gibbsita, caolinita, grosularia, magnetita, plagioclasa y clorito los cuales probablemente derivan del continente hasta la zona de mar profundo. En análisis de elementos traza se observó un contenido de Sc bajo, mientras que Co, Ni, V y Cu se presentan ligeramente enriquecidos con respecto a la corteza continental superior. Este enriquecimiento está relacionado con sedimentos de fuentes intermedias. Los sedimentos están clasificados como lutita en el diagrama de $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$. Las diminutas partículas de la lutita indican que se produjo un depósito como consecuencia de la sedimentación gradual de corrientes no turbulentas relativamente tranquilas, lo que concuerda con el análisis petrográfico. Las características de la geoquímica de elementos mayores y traza sugieren que los sedimentos se derivaron en gran parte por erosión natural de andesita de las regiones costeras a lo largo del Golfo de México. Se observan valores altos de Fe_2O_3 y MnO en los intervalos superiores, lo que refleja la influencia de rocas volcánicas. Los diagramas de función discriminante de elementos mayores indican un margen pasivo para los sedimentos de ambos núcleos, lo que es consistente con la geología del Golfo de México.

Abstract

The textural analysis, mineralogy and geochemistry of two sediment cores recovered from the deep water zone of the southwestern part of the Gulf of Mexico (~ 1666 and 1672 m water depth) were studied to infer the provenance and depositional behavior. The textural analysis revealed that both cores are dominated by silt, which occupy more than 50% in both samples and the clay occupy 40%. The petrographic analysis revealed remains of biogenic origin sediments and lithic fragments with an angular shape and low sphericity, indicating a low energy environment and therefore a low level of weathering in the sediment, which suggests that the sediments were not affected by transport and derived from a nearby source rock. In both cores quartz fragments were identified; also volcanic lithic and pyroxenes fragments, which are rocks of intermediate composition and are generally associated with the volcanic activity of the continental margins. SEM-EDS studies showed that the analysed samples have concentrations of minerals such as barite, gibbsite, kaolinite, grossular, magnetite, plagioclase and chlorite, which are probably derived from the mainland to the deep sea zone. In the trace element analysis it was observed a low Sc content, while Co, Ni, V and Cu are slightly enriched with respect to the upper continental crust; this enrichment is related to sediments from intermediate sources. The sediments are classified as shale in the $\log (\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3) - \log (\text{Fe}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O})$ diagram. The fine particles of the shale indicate that a deposit occurred as a result of the gradual sedimentation due to relatively non-turbulent currents, which is consistent with the petrographic analysis. The geochemical features of major and trace elements suggest sediments were derived largely from the natural andesite erosion of coastal regions along the Gulf of Mexico. High values of Fe_2O_3 and MnO are observed in the upper intervals, reflecting the influence of volcanic sediments. The major element discriminant function diagrams indicate the provenance of sediments from a passive margin, which is consistent with the geology of the Gulf of Mexico.

1. Introducción

El trabajo propuesto en este estudio tiene como objetivo obtener resultados relacionados con la variación del tamaño de grano, procedencia, y ambientes deposicionales de los sedimentos de mar profundo del Golfo de México ($\sim > 200$ m) que puedan complementar la información existente hasta ahora. Se sugieren algunas interpretaciones acerca de las variaciones geoquímicas en relación a su ambiente sedimentario; la zona profunda del Golfo de México. La parte más interesante de este trabajo es la determinación de las diferencias texturales, petrográficas, mineralógicas y geoquímicas entre los dos núcleos de sedimento colectados en el área de estudio.

La manera en que el sedimento llega al fondo marino se clasifica basada en su formación. Sedimentos terrígenos: arenas y lodos producidos por la meteorización y la erosión de rocas en la tierra, biogénicos: Carbonato de calcio y sílice, compuesto de las partes duras de organismos, volcanogénicos: expulsados por los volcanes (ceniza), cosmogénicos: trozos de meteoritos que sobreviven a través de viaje atmósfera (Divins, 2009).

El material que sedimenta en el ambiente marino puede tener su origen en el continente o en el océano. Por otra parte, este material puede ser de naturaleza inorgánica (ej. minerales) u orgánica (restos y/o desechos de organismos). Durante el transporte, y dependiendo de la resistencia de las sustancias a los factores ambientales (dada por su composición química), este sedimento puede sufrir diversos procesos de transformación, y modificar su estructura y composición original, para finalmente generar depósitos

característicos en el fondo del océano. Las características de los sedimentos marinos son altamente dependientes de las condiciones ambientales imperantes en los lugares donde este material se origina, por donde pasa y donde se deposita (Armstrong-Altrin *et al.*, 2015a). En el ambiente marino, el material que sedimenta a través de la columna de agua es afectado por diversos procesos. Las corrientes marinas generan transporte en diferentes direcciones, mientras que las propiedades físicas y químicas de las masas de agua influyen en las características del material que finalmente alcanza el piso marino. Una vez que el material es depositado en el piso marino, ocurren transformaciones mediadas por factores físicos y químicos, que determinan las características del depósito sedimentario resultante, proceso denominado diagénesis.

La distribución de las diferentes sustancias en los sedimentos de fondo presenta gradientes horizontales (en la superficie de los sedimentos) y verticales (dentro de la capa sedimentaria) que son el resultado de las características químicas de las sustancias presentes en el ambiente marino, de las propiedades físicas y químicas de las aguas en contacto con los sedimentos de fondo, y de la presencia de comunidades micro y macrobiológicas. La fuerte dependencia de las características del sedimento marinos respecto de los factores ambientales que le dan origen, genera un estrecho vínculo entre el océano, el continente y la atmósfera. De esta manera, los sedimentos son una fuente de información de las características ambientales que prevalecieron en determinadas épocas de la historia geológica de nuestro planeta. Básicamente, lo que se hace es utilizar las características (composición y estructura) de los depósitos sedimentarios marinos para reconstruir las

condiciones ambientales imperantes cuando ese material fue generado, transportado y depositado (Valdés *et al.*, 2004).

Las concentraciones de elementos mayores y traza son considerados como una herramienta sensible para investigar las condiciones de meteorización en un área fuente, su procedencia y para comprender la condición redox del ambiente deposicional, debido a que la composición del sedimento está controlada por la roca madre, factores climáticos y tectónicos del área fuente (Armstrong-Altrin *et al.*, 2004, Mortazavi *et al.*, 2014, Ding *et al.*, 2015, Fan *et al.*, 2015, Madhavaraju, 2015, Tetiker *et al.*, 2016). Los elementos como Al₂O₃, TiO₂, Th, Zr, Co, Nb, Sc y REE se consideran excelentes indicadores de rocas fuente debido a su baja movilidad y su corto tiempo de permanencia en el agua de mar (Cullers *et al.*, 1979). Por ejemplo, la concentración de La y Th es mayor en las rocas félsicas respecto a las rocas básicas, mientras que los contenidos de Co, Sc, Cr y Ni son altos en las rocas básicas. Por lo tanto, las altas proporciones de La o Th frente a Co, Sc, Cr y Ni pueden revelar que los sedimentos se originaron a partir de rocas félsicas, mientras que las proporciones bajas sugieren un origen en rocas base (Cullers, 2000). De forma similar, el tamaño de las anomalías de Eu (Eu/Eu*) es diferente entre las rocas félsicas y básicas, por ejemplo las rocas básicas consisten en anomalías ligeramente positivas o sin anomalías, las cuales pueden ser bien conservadas en los sedimentos, representando la composición del área fuente (Cullers *et al.*, 1979, Basu *et al.*, 2016). Por lo tanto, las concentraciones de elementos traza y los patrones de distribución del REE se han utilizado ampliamente para determinar la fuente de sedimentos (Prego *et al.*, 2012; Borghesi *et al.*, 2016).

La composición de los REE y los patrones de distribución de sedimento en aguas profundas en el suroeste del Golfo de México no han sido suficientemente estudiados. Los estudios previos enfocados en la composición geoquímica para inferir la procedencia de sedimentos detríticos a lo largo de las regiones costeras y mar profundo del Golfo de México son muy pocos, porque los investigadores y geólogos en México se han enfocado mucho en la geoquímica de rocas volcánicas (Ramos-Vázquez *et al.*, 2017; Hernández-Hinojosa *et al.*, 2018). Los sedimentos del Norte del Golfo de México fueron estudiados por Montero-Serrano *et al.* (2010), ellos documentaron las primeras condiciones paleoambientales del holoceno y cambios sedimentarios en respuesta a la evolución climática de América del Norte. Recientemente, basado en la geoquímica de elementos mayores de los sedimentos Armstrong-Altrin (2015) evaluó el entorno tectónico de la parte sur del Golfo de México.

Hay algunos estudios de petrografía combinada con geoquímica de arenas de playa a lo largo de las regiones costeras del Golfo de México y las características de las rocas fuente han sido poco estudiadas (Armstrong-Altrin *et al.*, 2012, 2015a, 2015b, Armstrong-Altrin y Natalhy-Pineda, 2014; Carranza - Edwards *et al.*, 2001; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2013). Carranza-Edwards *et al.* (2001) analizó la distribución de minerales pesados en arenas de diferentes playas del estado de Colima, en el sur de México y concluyó que las concentraciones de elementos traza como el Th y Sc se encuentran asociadas a rocas fuente con minerales pesados. Kasper-Zubillaga *et al.* (2013) estudió la geoquímica de arenas de playa del área de Tampico, en el noreste de México y sugirió que las arenas de playa son útiles para relacionar el ambiente tectónico con la cuenca sedimentaria.

La contaminación por materia orgánica y metales en sedimentos estuarinos a lo largo de las regiones costeras del Golfo de México fueron estudiados recientemente por Vera-Mendoza y Salas de-León (2014), Rosales-Hoz *et al.* (2015) y Botello *et al.* (2015).

Sin embargo, estudios previos sobre el efecto de la contaminación por metales y la procedencia de los sedimentos de aguas profundas del Golfo de México es muy limitado. En este estudio, la mineralogía, petrografía y geoquímica de dos núcleos de sedimentos del suroeste del Golfo de México fueron estudiados para inferir la procedencia de los sedimentos, el nivel de contaminación por metales pesados y su ambiente deposicional. Los resultados de este estudio servirán como una referencia para los investigadores que se encuentran trabajando en procedimientos sedimentarios.

2. Justificación

Los estudios de sedimentos terrígenos son importantes para conocer la dinámica, composición y cambios que se presentan a lo largo del tiempo en el océano profundo de Golfo de México, ya que se sabe poco de esta cuenca. Además este tipo de estudios pueden aportar conocimiento acerca de posibles afloramientos generadores de hidrocarburos. Por esta razón se muestra el interés de hacer una evaluación a los sedimentos que conforman el océano profundo, en cuanto a su intemperismo, procedencia y deposición.

3. Marco Teórico

Los sistemas costeros constituyen ambientes fuertemente influenciados por asentamientos humanos e industriales, registrando los impactos de estas actividades (Valdés y Sifeddine, 2009) además de presentar interacción con el mar. Los sedimentos marinos son el depósito final de las sustancias producidas en las aguas superficiales e introducidas al mar por procesos naturales y antrópicos a través de ríos y escurrimientos costeros (Botello *et al.*, 2004). Los procesos que ocurren en estos dos sistemas le confieren características específicas a la composición del sedimento por lo cual es importante conocer la procedencia de sus aportes.

Los sedimentos juegan un papel importante desde el punto de vista ambiental ya que los procesos geológicos que ocurren en la naturaleza por ejemplo el depósito y erosión en la costa pueden estudiarse para ayudar en el establecimiento de puertos, espigones y barreras de protección costera óptima. El estudio de núcleos de sedimento proporciona información sobre el tipo de sedimento y la variación de sus componentes a lo largo del tiempo.

4. Objetivos

4.1 Objetivo General

Analizar las variaciones texturales, petrográficas, mineralógicas, y geoquímicas en sedimentos del mar profundo frente a la región de los Tuxtlas para interpretar su procedencia y ambiente deposicional.

4.2 Objetivos Específicos

- 4.2.1 Interpretar las características granulométricas del sedimento en dos núcleos de mar profundo del Golfo de México.
- 4.2.2 Determinar la distribución de los minerales y su relación con la procedencia.
- 4.2.3 Interpretar las diferencias en las concentraciones de elementos traza y tierras raras entre los dos núcleos.
- 4.2.4 Determinar las concentraciones de elementos mayores, traza y tierras raras de los sedimentos para identificar el tipo de roca fuente.
- 4.2.5 Calcular nivel del intemperismo en los sedimentos a partir de composición geoquímica.
- 4.2.6 Identificar la variación en las condiciones de depósito (óxicas o anóxicas) de los sedimentos del mar profundo del Golfo de México, utilizando las siguientes relaciones U/Th, V/Cr, Ni/Co y anomalía de cerio (Ce/Ce*).
- 4.2.7 Finalmente, comparar la composición química de los sedimentos de aguas profundas con datos de geoquímica de rocas compiladas en las áreas costeras del Golfo de México.

5. Área de Estudio

El Golfo de México es un mar del tipo Mediterráneo localizado hacia el sureste de Norteamérica. El Golfo de México está limitado por los Estados Unidos al norte (estados Florida, Alabama, Mississippi, Luisiana y Texas), y cinco estados mexicanos hacia el oeste (Tamaulipas, Veracruz, Tabasco, Campeche y Yucatán), y al sureste con la isla de Cuba. El Golfo de México mide aproximadamente 1,600 km de este a oeste, 900 km de norte a sur y tiene un área superficial de 1,543,000 kilómetros cuadrados. El litoral marino se extiende de Cape Sable, Florida, a la punta de la península de Yucatán que abarcan 5,700km, y otros 380km que pertenecen al extremo noreste de Cuba.

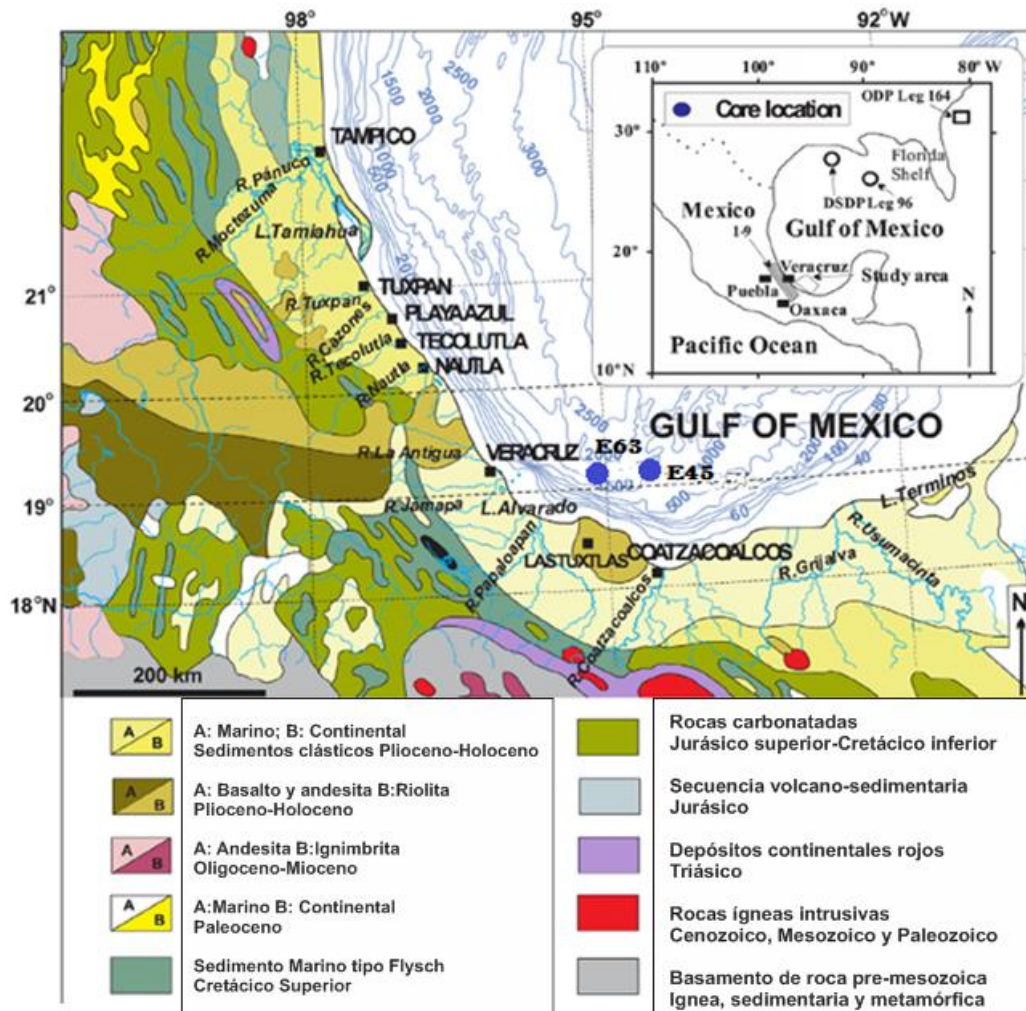


Figura 1 Mapa que muestra la ubicación de las estaciones del núcleo y una base de datos de geoquímica de las rocas fuentes de las zonas costeras a lo largo del Golfo de México (Mapa modificado por Armstrong-Altrin *et al.*, 2015a).

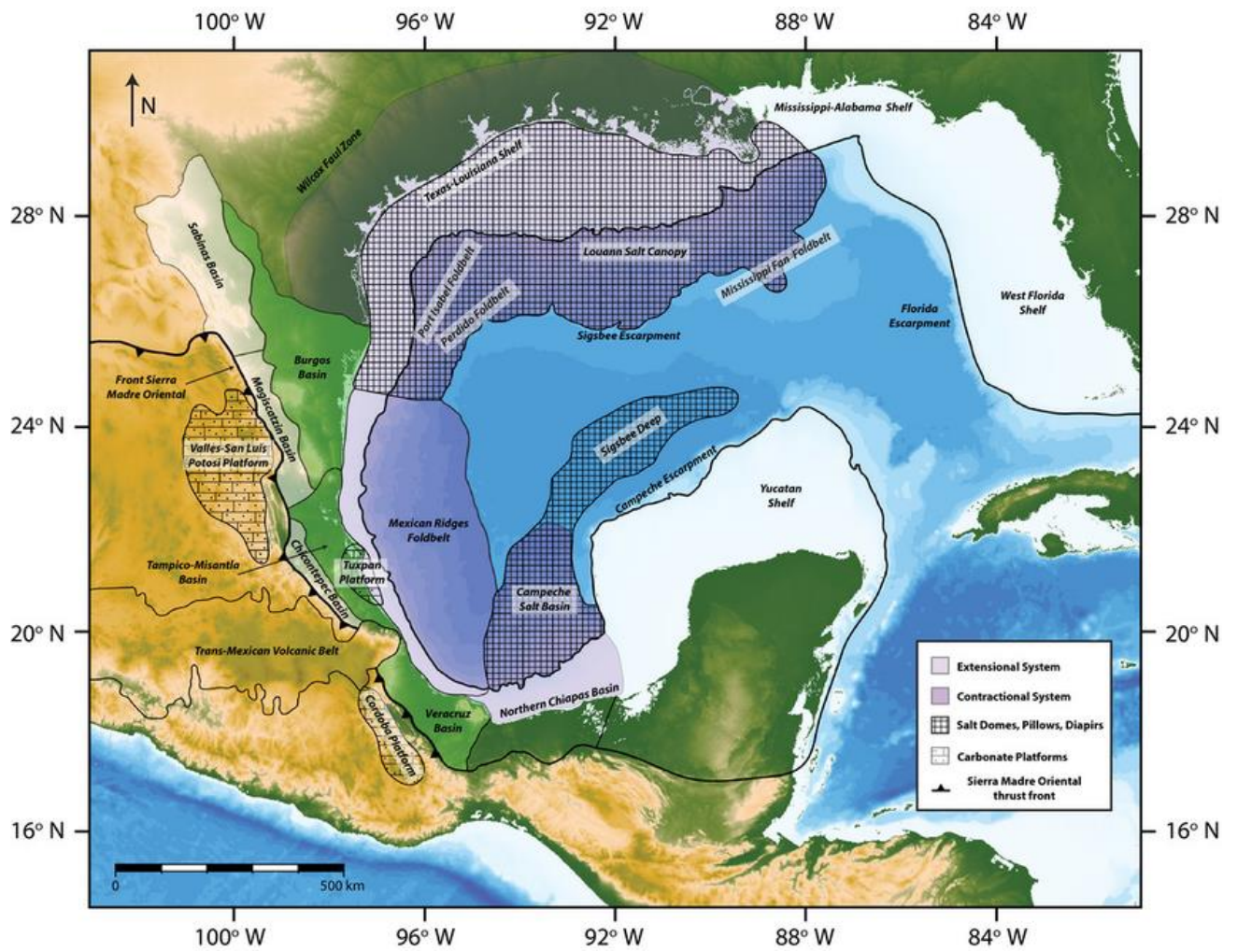


Figura 2 Mapa que muestra las provincias fisiográficas del golfo de México (Le Roy *et al.*, 2008).

5.1 Región de Los Tuxtlas

Existen en la literatura algunos fechamientos de erupciones de conos monogenéticos, la mayoría de ellos en la región entre el volcán San Martín y Catemaco; la zona con actividad más reciente del CVLT. Todos estos fechamientos arrojaron edades menores a los 4,000 años, pero los volcanes datados hasta ahora también representan los edificios morfológicamente más jóvenes (Rodríguez-Alvarado, 2006).

La Reserva de la Biosfera Los Tuxtlas forma parte de la selva húmeda tropical. Este hábitat alcanza en la región de Los Tuxtlas, Veracruz, el límite norte de su distribución geográfica. Esta región se caracteriza por la notable diversidad vegetal y animal, y porque representa el límite boreal extremo de la selva húmeda tropical en el continente americano. Los Tuxtlas componen un ecosistema clave constituyendo el área de mayor importancia en la región para la captación de agua de lluvia, y la principal fuente proveedora de agua para las ciudades importantes de los alrededores tales como Coatzacoalcos, Minatitlán, Acayucan, San Andrés Tuxtla y Catemaco.

La Sierra de Los Tuxtla, donde se encuentra el área protegida, forma parte del Eje Volcánico Transversal. Los Tuxtlas se encuentran en el extremo oriental montañoso, con orientación diagonal en dirección noreste sureste. La cadena montañosa se levanta en medio de la planicie costera del Golfo de México, y está formado por una densa aglomeración de cráteres pequeños. La serranía se localiza aproximadamente a 117 km de la ciudad de Veracruz, ubicándose a la largo de la línea costera sur.

Las altitudes en la reserva Los Tuxtlas van desde cero metros sobre el nivel del mar hasta elevaciones de 1,720 msnm.

La geología del área presenta un intenso vulcanismo que ha producido basaltos y basanitas además de continuar con actividades volcánicas más recientes como las erupciones del volcán San Martín en 1664 y 1793 y las fumarolas del mismo volcán en 1829. Los afloramientos sedimentarios son escasos debido a la gran extensión de depósitos volcánicos jóvenes y a la presencia de vegetación abundante. La zona está casi totalmente cubierta por depósitos piroclásticos y derrames de lava, en la cual aparecen esporádicamente ventanas de sedimentos marinos del Terciario. El sustrato geológico subyacente está constituido básicamente por rocas basálticas y andesitas mezcladas con cenizas volcánicas. Entre los afloramientos de estos materiales volcánicos, se encuentran rocas sedimentarias, tales como calizas, arcillas y areniscas (Gassóns, 2006).

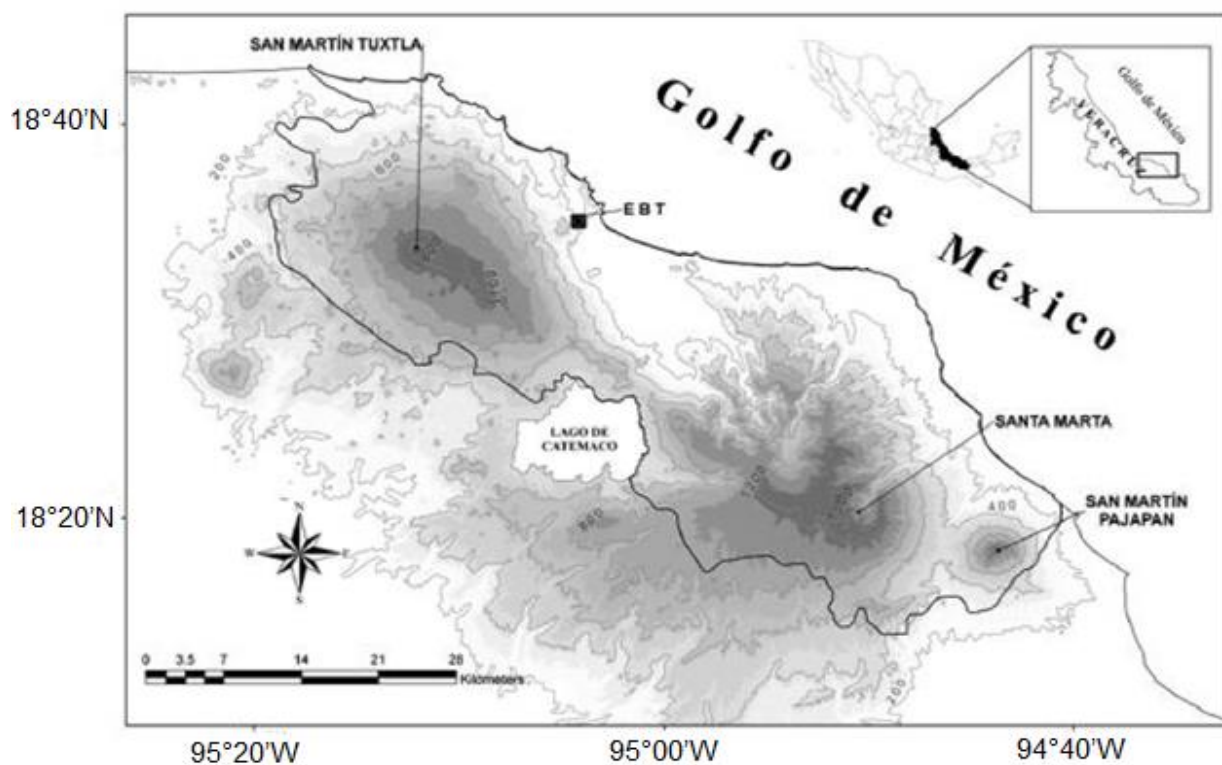


Figura 3 Mapa que muestra la delimitación de los Tuxtlas, así como su ubicación en Veracruz. Resalta la delimitación de la reserva de la biosfera (línea negra), los tres volcanes principales y la Estación de Biología Tropical Los Tuxtlas (EBT) (Acebey *et al.*, 2014).

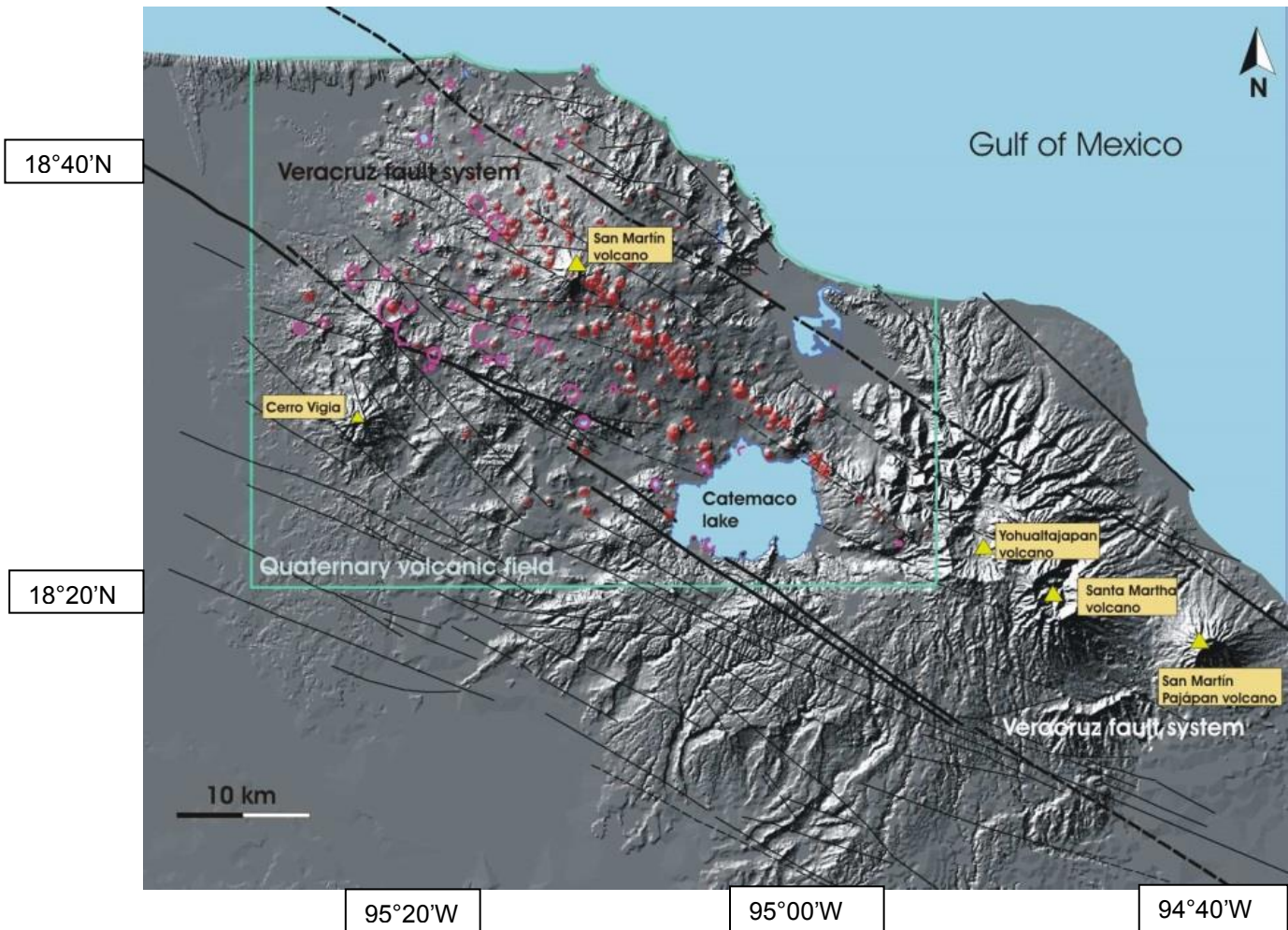


Figura 4 Campo volcánico los Tuxtles. Círculo rojo= cono de escoria, líneas rosadas = cráteres de explosión, línea negra = fallas, parte reciente y activa (cuadro azul). También están indicados los edificios volcánicos adyacentes (Andreani et al., 2008).

5.2 Caracterización de sedimentos en la zona litoral

El análisis sedimentológico reveló que en Veracruz, los sedimentos son principalmente arenas finas (73 %) y arenas medias (18 %). Estos sedimentos están compuestos por feldsarenitas, que provienen de una fuente de rocas ígneas ricas en cuarzo, y feldspatos, los cuales se encuentran en las partes altas de la sierra, o bien provienen de material retrabajado de la planicie y dunas costeras, para después ser transportados por los ríos de la región como el Jamapa, La Antigua o por el transporte litoral.

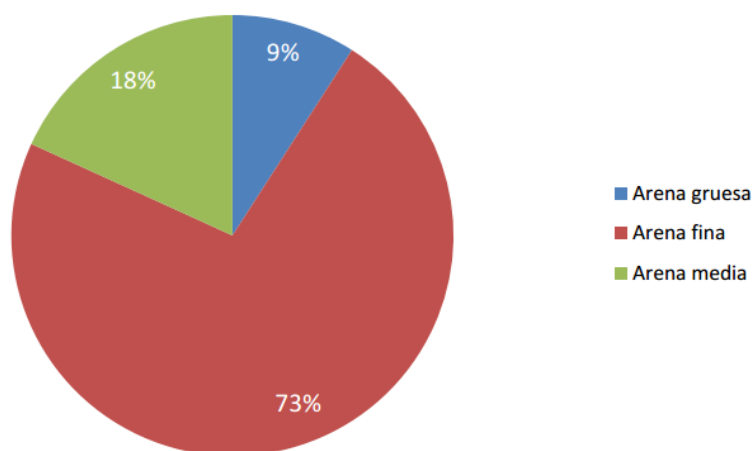


Figura 5 Tipo de sedimentos de las playas de Veracruz (Crevenna, 2013).

5.3 Corrientes de mar profundo

Sabemos dónde las aguas profundas entran en el Golfo de México. El Golfo es bastante aislado y tiene 3,600 m de profundidad. El estrecho de Yucatán tiene una profundidad de unos 2,000 metros, pero el estrecho de Florida está a sólo 800 metros de profundidad. Esto significa que las aguas profundas del Golfo fluyen desde el Caribe, no directamente desde el Atlántico. En efecto, las islas del Caribe oriental forman una pared muy permeable con muchas lagunas poco profundas, pero sólo algunas brechas profundas. Así como esta pared limita el flujo de aguas profundas, podría aislar parcialmente los sedimentos en el Golfo profundo de las poblaciones en el Atlántico profundo.

Las corrientes oceánicas profundas suelen ser impulsadas por diferencias de densidad entre masas de agua. El agua fría y salada es más densa que el agua tibia y menos salada. Las corrientes oceánicas profundas se mueven más lentamente que las corrientes superficiales. Las velocidades de corrientes profundas varían de 0.02 a 0.10 m/s. Las corrientes fuertes se asocian con la circulación oceánica a través de pasajes entre islas y continentes (Castro *et al.*, 2012).

Los remolinos anticiclónicos que se separan episódicamente de la Corriente de Lazo en el Golfo de México oriental viajan hacia el límite occidental del Golfo de México, interactuando con numerosos ciclones acompañantes y contribuyendo significativamente a la variabilidad de la capa superior (por encima de 500-1000 m de profundidad) en la parte central y occidental del Golfo de México.

Algunos estudios observacionales describen tales remolinos de la corriente de lazo, sus rutas e interacciones con los ciclones y la topografía del fondo.

Según observaciones de (Candela *et al.*, 2012) sugieren que la transmisión de energía de la capa superior a la profunda se produce a través de la interacción de remolinos a mesoescala que residen predominantemente en la capa superior.

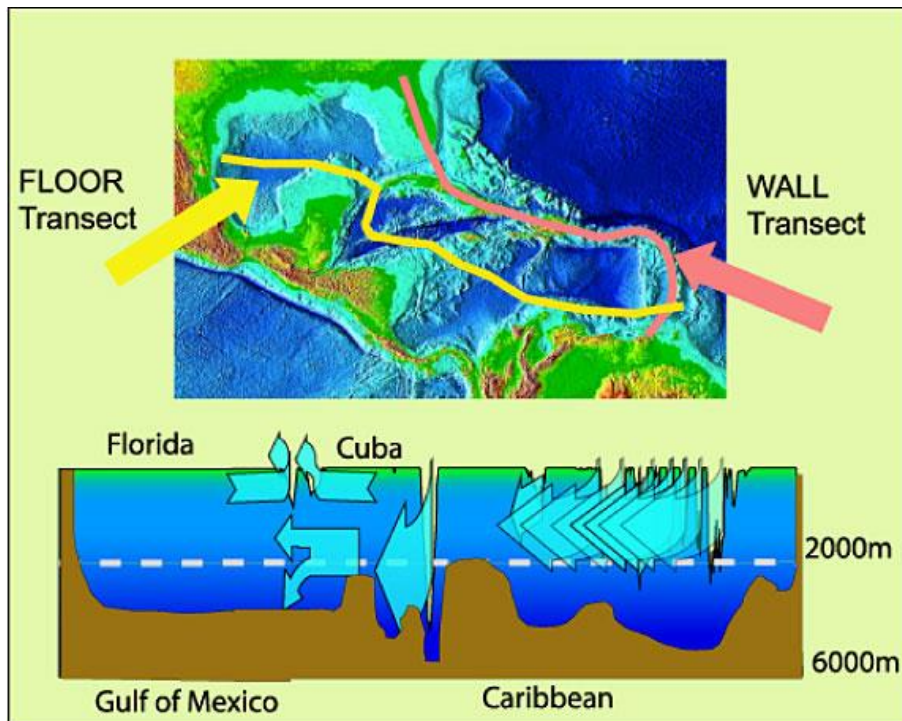


Figura 6 El flujo general de corriente del Golfo de México y el Caribe está muy influenciado por las estrechas brechas en la pared oriental y por la profundidad de los travesaños entre cuencas (Carney, 2002).

5.4. Circulación del viento en el Golfo de México

En el Golfo de México son de particular importancia los vientos sobre la plataforma continental. El viento produce corrientes predominantemente a lo largo de la costa, con una dirección igual a la de la componente del vector de viento a lo largo de la costa. En el oeste del Golfo de México estas corrientes varían a lo largo del año ya que los vientos cambian de dirección, siendo predominantemente del sureste durante el verano y del noreste en el otoño e invierno. La dirección de los vientos y la forma cóncava del Golfo de México provocan que existan regiones en donde las corrientes estacionales van en el sentido de las manecillas del reloj, mientras que en otras van en la dirección contraria. Esto hace que durante el otoño e invierno las corrientes a lo largo de las costas de Tamaulipas y Veracruz sean, en promedio, hacia el sur, yendo en sentido contrario a las manecillas del reloj, mientras que en los estados de Campeche y Yucatán, van predominantemente en el sentido de las manecillas del reloj. Esto provoca que las corrientes confluyan en el extremo sur del Golfo de México produciendo flujos perpendiculares a la costa, de la zona de plataforma a la zona oceánica, que son importantes porque van acompañados de altos contenidos de materia orgánica y de aguas de baja salinidad.

Durante el verano, cuando los vientos sobre la plataforma de Tamaulipas y Veracruz tienen una componente hacia el norte, las corrientes son predominantemente en esa dirección y la confluencia se da cerca de la frontera con los Estados Unidos (Zavala, 2005).

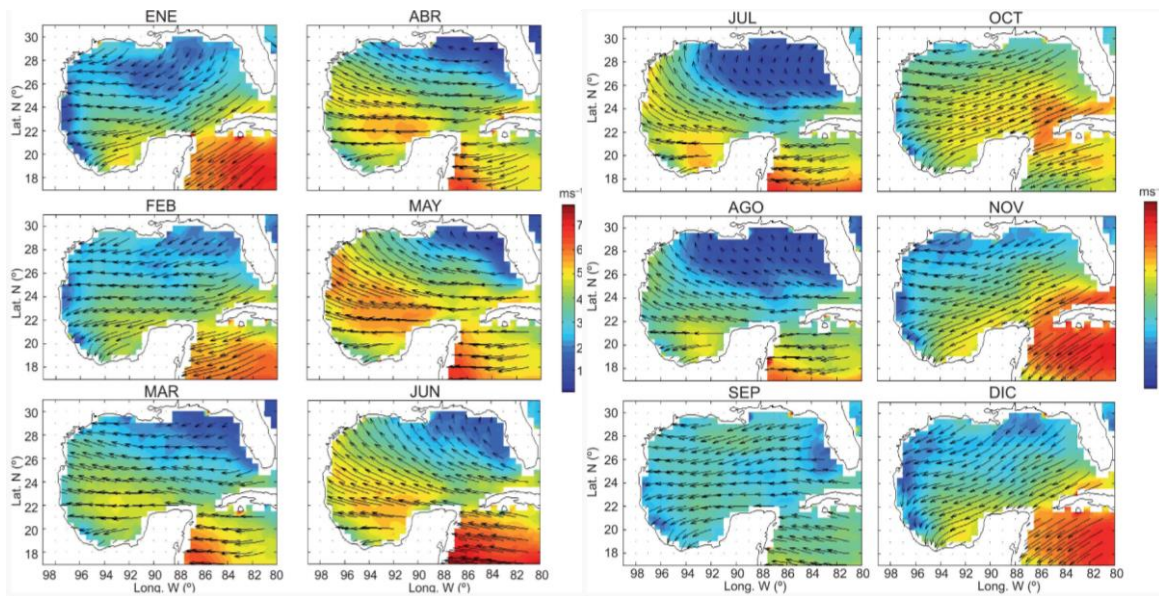


Figura 7 Promedios mensuales a largo plazo calculados a partir de los datos del dispersómetro QuikSCAT / SeaWinds. Los contornos indican la velocidad media del viento escalar (ms^{-1}) de acuerdo con la barra de color y las flechas indican la dirección del viento (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003).

6. Metodología

6.1 Muestreo

Los dos núcleos (5.5 m largo) son muestras colectadas en el periodo 2012-2013 (FACIES 1; No: 420401851) en aguas profundas del Golfo de México (Fig. 9). La ubicación de la zona de muestreo se presenta en la Figura 1. La latitud, longitud y profundidad de los núcleos colectados se describen en la Tabla 1. Posteriormente se recolectarán más muestras en colaboración con otros investigadores a través del programa de cruceros (Justo Sierra). Los núcleos fueron recolectados a 80 km aproximadamente frente a la costa de Los Tuxtlas.

Tabla 1 Latitud, longitud y profundidad de los núcleos estudiados.

Estación	Latitud	Longitud	Profundidad (m)
E45	19°10'12"	94°45'64"	1666
E63	19°09'70"	95°09'57"	1672

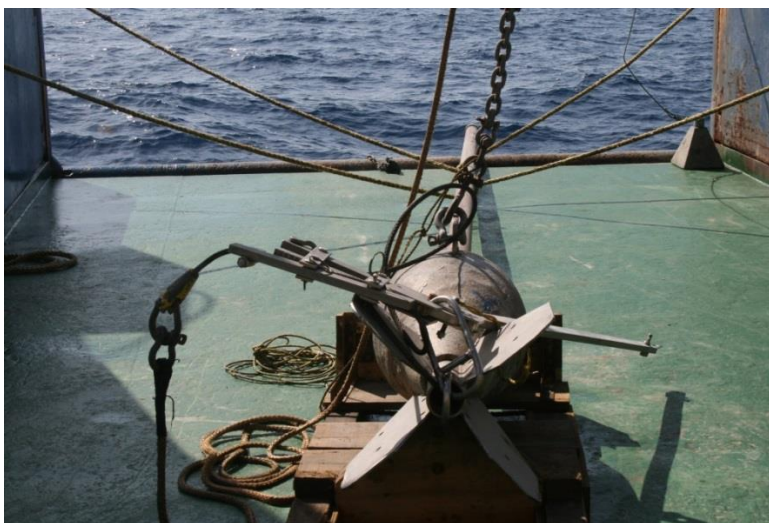


Figura 8 Nucleador de gravedad usado para recolección de sedimento.



Figura 9 Fotografía mostrando algunos de los núcleos colectados en el periodo 2012-2013.

6.1.1 Núcleos

Los núcleos fueron segmentados a intervalos de 1cm. Los intervalos se eligieron de forma aleatoria, tratando de cubrir una mayor área de estudio para observar que tan cambiante es la fuente de aporte de nuestros sedimentos, y así tener una visión más amplia de su comportamiento deposicional a través del tiempo.

6.2 El análisis granulométrico

Se analizaron 10 muestras por núcleo, tomando los intervalos más someros, medios y profundos. Cada una de las muestras pesaba entre 4 a 6 g de los cuales se tomó solo una pequeña fracción. A cada muestra se le dio un tratamiento que consistió en colocar la fracción de muestra en un vaso de precipitado y agregar agua oxigenada hasta cubrir la muestra, dejándola reposar por 24 hrs, con la finalidad de eliminar materia orgánica.

Posteriormente se preparó una solución que contenía 80g de hexametáfosfato de sodio (NaPO_3)₆ diluido en un litro de agua destilada, se agregó 3ml de esta solución a cada una de las muestras y se agitaron con una varilla de vidrio. El hexametáfosfato de sodio es utilizado como dispersante de partículas.

Los análisis granulométricos se realizaron en el laboratorio de Sedimentología del ICML con un equipo de difracción láser (modelo Coulter LS230). Este equipo puede detectar tamaños de partículas de 0.037 mm (arcillas) hasta 1.68 mm (arena gruesa). Los resultados que se obtienen son parámetros texturales como: tamaño medio de grano (Mz), grado de clasificación, grado de asimetría (ski) y curtosis. En caso de que alguna muestra (probablemente sedimentos costeros) presente gravas, serán tamizadas en el equipo Ro-Tap Sieve shaker (Laboratorio de geoquímica). El analizador funciona con un haz láser y las partículas que se interponen a su paso difractan la luz, esta dispersión equivale a un tamaño de partícula. La reproductibilidad del análisis granulométrico es <1%. Debido a que el equipo cuenta con 116 canales y 132 detectores, esta determinación es rápida y confiable. El equipo utiliza los parámetros estadísticos texturales de Folk (1966).

6.3 Petrografía (composición modal): Láminas delgadas

Para el análisis petrográfico se analizaron 6 láminas delgadas las cuales fueron preparadas en el Instituto de Geología. Y fueron analizadas en el laboratorio de microscopios del mismo instituto, con un microscopio petrográfico.

El conteo de puntos (300 granos) se llevó a cabo siguiendo el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984, Dickinson, 1970, 1985) para el marco de composición principal del cuarzo total [(Qt) = todos los granos de cuarzo] (Ft) = feldspato K (Fk) + plagioclasa (P)] y líticos totales [Lt] = volcánicos (Lv) + sedimentarios (Ls) + metamórficos (Lm) + plutónicos (Lp) y componentes biogénicos [(B) = conchas, algas y corales].

6.4 Mineralogía

6.4.1 SEM-EDS (Microscopio Electrónico de Barrido con microanálisis de rayos X)

10 muestras fueron secadas a 50 °C en una estufa de calentamiento, para posteriormente analizar la composición cualitativa de los minerales presentes en ellos. El estudio se realizó en el Laboratorio Universitario de Petrología, el cual cuenta con la microsonda electrónica JEOL modelo JXA-8900R, que es un sistema óptico en el que un rayo de electrones forma imágenes magnificadas de muestras o especímenes muy pequeños. El poder de resolución de un microscopio Electrónico de Barrido o SEM (por sus siglas en inglés) es de aproximadamente 3nm.

6.5 Geoquímica

6.5.1 Elementos mayores

20 Muestras fueron secadas a 50 °C en una estufa de calentamiento, pulverizadas, y procesadas para posteriormente ser analizadas en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, ubicado en el Instituto de Geología de la UNAM; con un espectrómetro secuencial de rayos X (Rigaku Primus), el cual se utilizó en la determinación de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5). Los errores estimados en las determinaciones son menores a 1% en elementos mayores.

6.5.2 Elementos traza y tierras raras

Se usaron las mismas muestras del estudio de elementos mayores para el análisis de elementos traza y tierras raras. La determinación de elementos traza y tierras raras se realizó con el método de plasma de acoplamiento inductivo enfocado a espectrometría de masas (ICP-MS) realizándose en el National Geophysical Research Institute, NGRI, ubicado en Hyderabad, India.

Se determinaron elementos traza incluyendo REE y elementos de alto campo (HFSE) a partir de soluciones preparadas con polvo de muestra homogeneizado disuelto en una mezcla de ácido HF: HNO_3 de grado reactivo, y colocadas en vasos Savillex[®] con cierre de rosca. Se añadió una porción de ensayo de la muestra (0.05 g) en recipientes Savillex de teflón de 25 ml, para descomposición a presión. A cada muestra se añadieron 10 ml de una

mezcla de ácidos (que contenía 7:3 HF-HNO₃), posteriormente, se añadieron 5 ml de solución de 1 ng/ml ¹⁰³Rh como estándar interno a cada recipiente Savillex, después de revolver cuidadosamente, los recipientes se cerraron herméticamente y se mantuvieron en una placa caliente a ~140°C durante 48 horas. Después de esto, los recipientes fueron abiertos y el contenido se evaporó a 200°C hasta casi estar seco con algunas gotas de HClO₄ para asegurar la eliminación completa de HF de la mezcla. Se disolvió adicionalmente añadiendo 10 ml de HNO₃ 1:1, obteniendo un volumen de 250 ml con agua desionizada Milli Q[®] (18 MO), y la solución se almacenó finalmente en botellas de HDPE. Se prepararon también matrices de referencia internacional SY-2 (sienita, CCRMP, Canadá) y GSR-4 (sedimento de arenisca IGGE, China) junto con un par de procedimientos en blanco preparados con el lote de muestras y adoptando el mismo protocolo descrito anteriormente para negar errores debido al reactivo y manejo. En la presente investigación, se obtuvieron soluciones muy claras para todas las muestras y estándares de calibración. Las soluciones se analizaron en el Consejo de Investigación Científica e Industrial (CSIR), Instituto Nacional de Investigación Geofísica (NGRI), Hyderabad, India, en un espectrómetro de masas de alta resolución inductivamente acoplado (HR-ICP-MS) (Nu Instruments Attom, UK) el cual permite que los analitos de interés puedan ser medidos con precisión. La introducción de la muestra consistió de un nebulizador Meinhard[®] estándar con una cámara de pulverización ciclónica alojada en un sistema de refrigeración Peltier (<5°C). Todas las mediciones cuantitativas se realizaron utilizando el software de instrumentos (AttoLab v2.7), mientras que el procesamiento de datos se realizó utilizando Nu Quant[®], que utiliza rutinas basadas en el conocimiento de combinación con cálculos numéricos (análisis cuantitativo) para realizar una interpretación automatizada/manual del

espectro de interés. El instrumento fue optimizado usando solución de ajuste de 1 ng/ml y la sensibilidad de ^{114}In fue de aproximadamente 1 millón de cps. Las proporciones de óxido y oxi-hidróxido fueron bajas (<0.2%) y la relación de iones de doble carga fue (<3%). El fraccionamiento de sesgo de masa y varias interferencias isobáricas bien conocidas se eliminaron operando el instrumento a 300R. Se utilizó el SY-2 como estándar de calibración ya que esta norma está bien caracterizada y posee valores certificados para la mayoría de los elementos traza, asegurando así una precisión razonable. La deriva externa se corrigió mediante análisis repetidos de una solución 1: 5000 de SY-2. El material de referencia del sedimento de arenisca también se analizó a intervalos regulares entre las muestras. Los datos con precisión y exactitud son mejores que RSD 3% para elementos traza. Más detalles sobre la metodología se proporcionan en Singh *et al.* (2015).

Para la discusión de los resultados de REE, se utilizó la corteza continental superior (UCC), lutita australiana post arcaica (PAAS), y los factores de normalización de condrita enumerados en Taylor y McLennan (1985). La anomalía de Eu (Eu/Eu^*) se calculó usando la fórmula $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / [(\text{Sm}_N/\text{Gd}_N)]^{1/2}$; donde N es el valor normalizado de condrita.

7. Resultados y Discusiones

7.1 Granulometría

Los sedimentos finos dominan el sedimento de los núcleos E45 y E63. En ambos núcleos se obtuvieron resultados similares, siendo el mayor porcentaje de sedimento en tamaño de limos, que ocupa más del 50% en ambas núcleos, mientras las arcillas están presentes en un 40%. Es comprensible que los sedimentos tiendan a ser muy finos, ya que son partículas que viajan distancias muy largas debido a su tamaño y peso (Tabla. 2). Los sedimentos tienen un bajo o nulo porcentaje de arenas. El sedimento de tamaño arena encontrado en la zona de estudio está relacionado con la presencia de foraminíferos.

Los parámetros texturales calculados por el analizador de tamaño de partícula Beckman Coulter revelan que los sedimentos de núcleo son de tipo limo y arcilla. El tamaño medio del grano (M_z expresado en unidades ϕ) varía de ~ 7.4 a 8.2 para el núcleo E45 y ~ 7.4 a 8.1 para el núcleo E63 (Tabla 3). Similares a la M_z , las variaciones en los valores de clasificación, asimetría y curtosis entre los núcleos E45 y E63 no son significativas.

Tabla 2 Análisis granulométrico del núcleo E45 y E63, a diferentes intervalos.

FACIES		E45							
Muestra	FRACCIONES (%)			PARÁMETROS ESTADÍSTICOS				MODA	
Intervalo (cm)	ARENAS	LIMOS	ARCILLAS	Mzf	sf	Sk _I	K _G	mm	f
9-10	0.027	52.950	47.023	7.942	1.601	0.027	0.939	4.877	7.680
40-41	0.000	46.500	53.500	8.189	1.523	0.017	0.919	4.047	7.949
110-111	0.000	49.850	50.150	8.057	1.566	0.025	0.904	4.443	7.814
160-161	1.053	61.77	37.177	7.436	1.814	0.000	0.977	5.878	7.410
230-231	0.000	49.09	50.910	8.026	1.660	-0.028	0.010	4.047	7.949
269-270	0.102	56.89	43.008	7.657	1.782	-0.038	0.934	4.443	7.814
329-330	0.000	55.76	44.240	7.785	1.646	0.026	0.898	4.877	7.680
369-370	0.114	54.44	45.446	7.759	1.801	-0.055	0.934	4.047	7.949
440-441	0.000	48.30	51.700	8.070	1.636	-0.020	0.889	3.687	8.083
460-461	0.963	57.98	41.057	7.424	2.011	-0.065	0.841	4.047	7.949

E63									
Intervalo (cm)	ARENAS	LIMOS	ARCILLAS	Mzf	sf	Sk _I	K _G	mm	f
9-10	0.295	64.390	35.315	7.422	1.719	0.074	0.949	7.775	7.007
40-41	0.000	54.520	45.480	7.881	1.616	0.050	0.906	5.354	7.545
110-111	0.000	47.610	52.390	8.140	1.551	0.013	0.910	4.047	7.949
160-161	0.000	46.11	53.890	8.143	1.625	-0.058	0.943	3.358	8.218
230-231	0.000	51.58	48.420	7.913	1.713	-0.016	0.833	3.687	8.083
269-270	0.832	57.92	41.248	7.499	1.930	-0.067	0.915	4.443	7.814
329-330	0.000	52.24	47.760	7.913	1.648	0.006	0.868	4.047	7.949
380-381	0.475	55.79	43.735	7.681	1.833	-0.042	0.918	4.443	7.814
440-441	0.000	50.61	49.390	7.560	1.693	-0.017	0.856	4.047	7.949
460-461	0.538	56.41	43.052	7.595	1.918	-0.059	0.889	4.047	7.949

7.2 Petrografía

En las láminas delgadas se observa una matriz de lutita. En los intervalos 9-10 de ambos núcleos, no se encontraron fragmentos lo suficientemente grandes para observar y fotografiar mediante el microscopio petrográfico, lo que concuerda con los resultados de granulometría, donde la fracción de arenas es muy pequeña en estos intervalos.

En los intervalos 269-270 y 460-461 cm se hallaron restos de origen biogénicos y otros líticos con una redondez angular y baja esfericidad, lo que indica un ambiente de baja energía y por consiguiente bajo nivel de intemperismo en el sedimento. Esto sugiere que los sedimentos no fueron afectados por el transporte y que proceden de una roca fuente cercana.

En el núcleo E45 se observó cuarzo y feldespato, los cuales son rocas félsicas y constituyentes principales de la corteza continental y que pueden estar presentes en la roca andesita en cantidades menores (Fig. 10).

Por otro lado en el núcleo E63 se halló cuarzo que es una roca félsica, además líticos volcánicos y piroxenos, que son rocas de composición intermedia que están asociadas en general a la actividad volcánica de los márgenes continentales (Fig. 11).

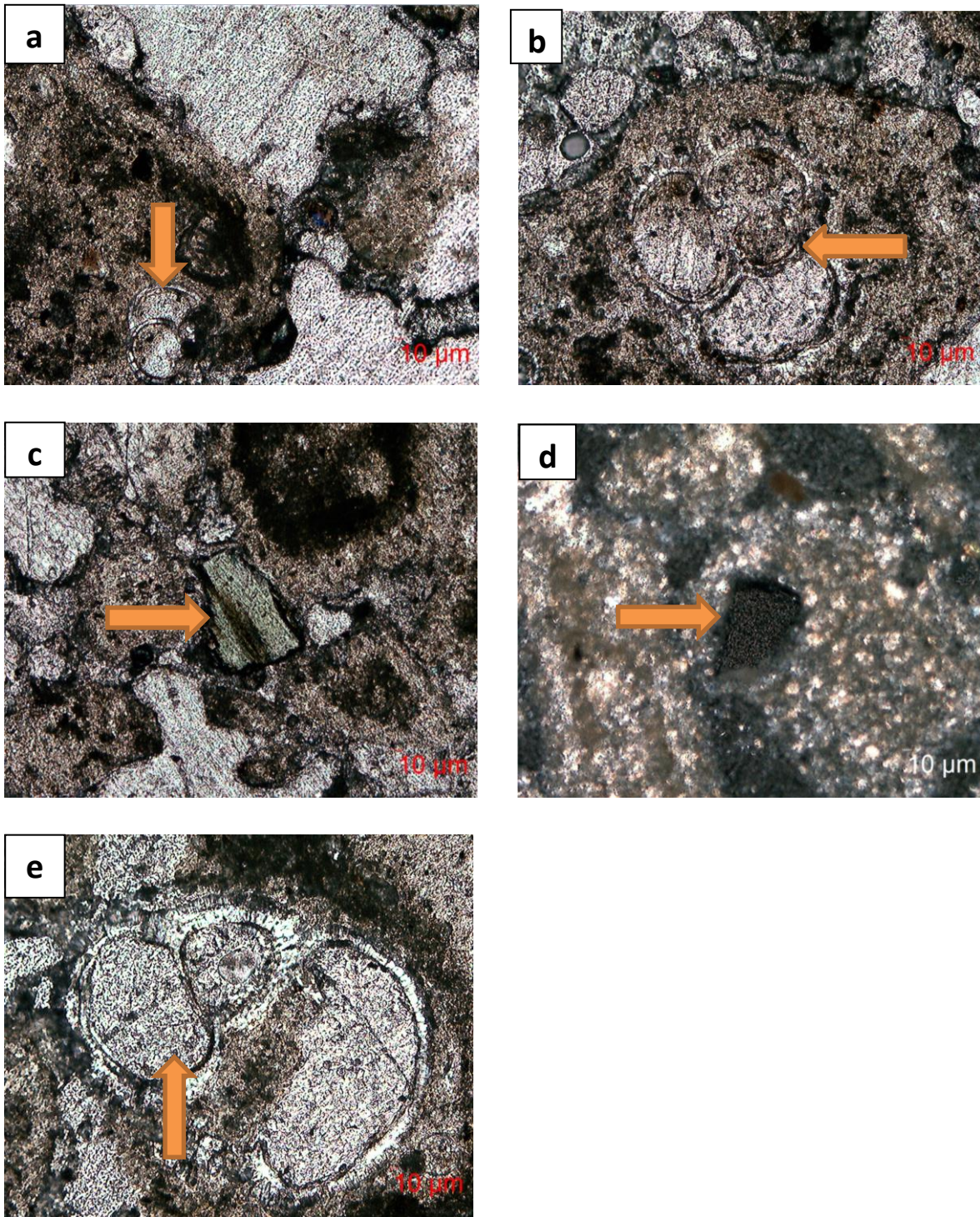


Figura 10 Láminas delgadas del núcleo E45. a) y b) Biógenos del intervalo 269-270, c) Feldespato del intervalo 460-461, d) y e) Biógenos del intervalo 460-461.

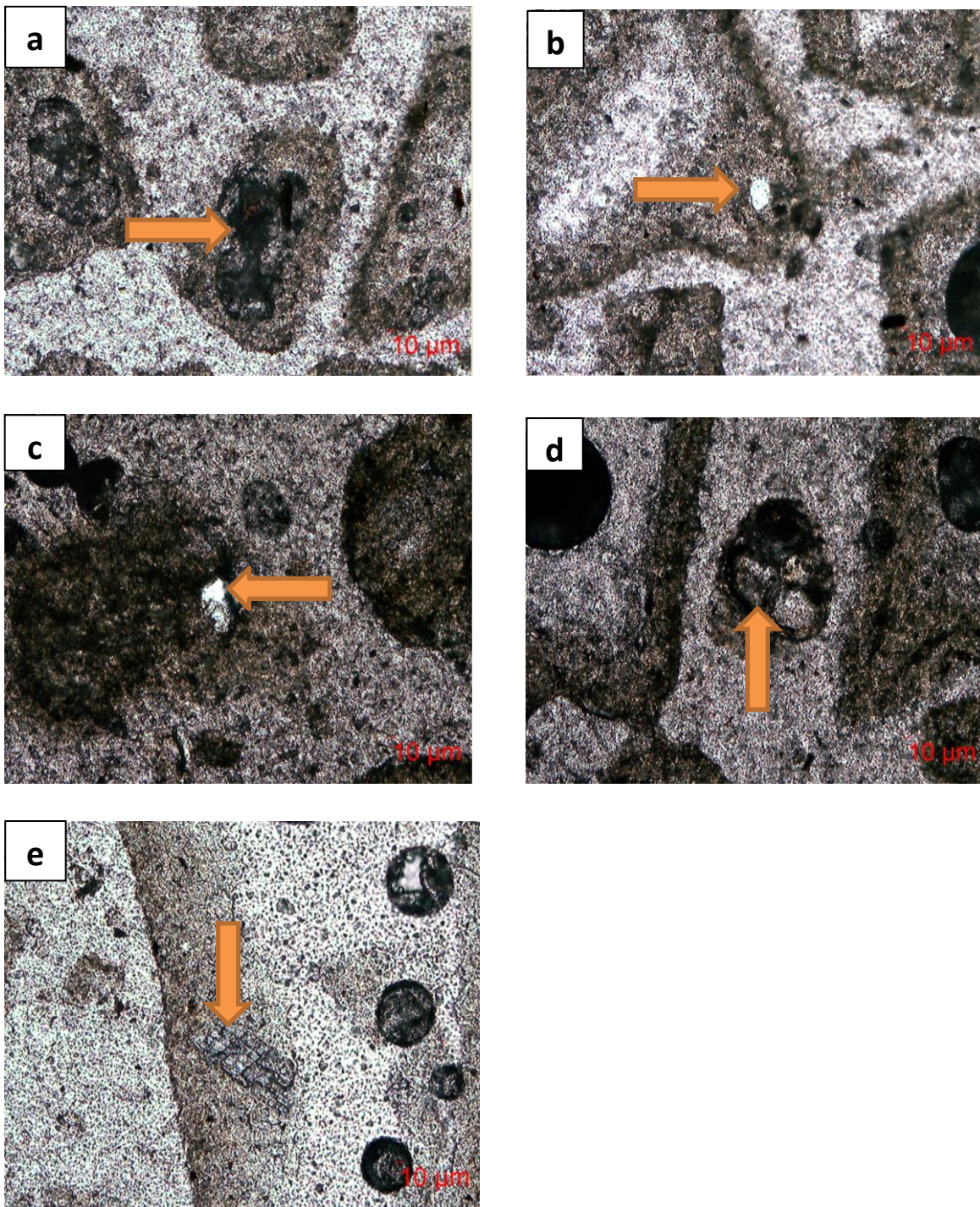


Figura 11 Láminas delgadas del núcleo E63. a) Lítico volcánico del intervalo 269-270, b) Cuarzo del intervalo 269-270, c) Cuarzo del intervalo 460-461, d) Biógeno del intervalo 460-461, e) Piroxeno del intervalo 460-461.

7.3 Mineralogía basada en espectros de SEM-EDS

La composición química de un grano de arena medido usando el método SEM-EDS revela que los minerales detríticos, plagioclasa, clorita, caolinita, cromita, magnetita, barita, ilmenita, casiterita y rutilo se identifican en el núcleo E45. Sin embargo, el núcleo E63 estaba dominado por minerales como plagioclasa, barita, caolinita, zirconio y grosularia. En el núcleo E45, entre otros minerales, el rutilo y la ilmenita están enriquecidos en contenido de Ti, mientras que la magnetita que es un mineral rico en Fe, puede aumentar el contenido de Fe en sedimentos. De manera similar, la cromita puede aumentar el contenido de Cr en los sedimentos. En el núcleo E63, la barita puede aumentar el contenido de Ba y el zirconio puede aumentar el contenido de Zr en los sedimentos.

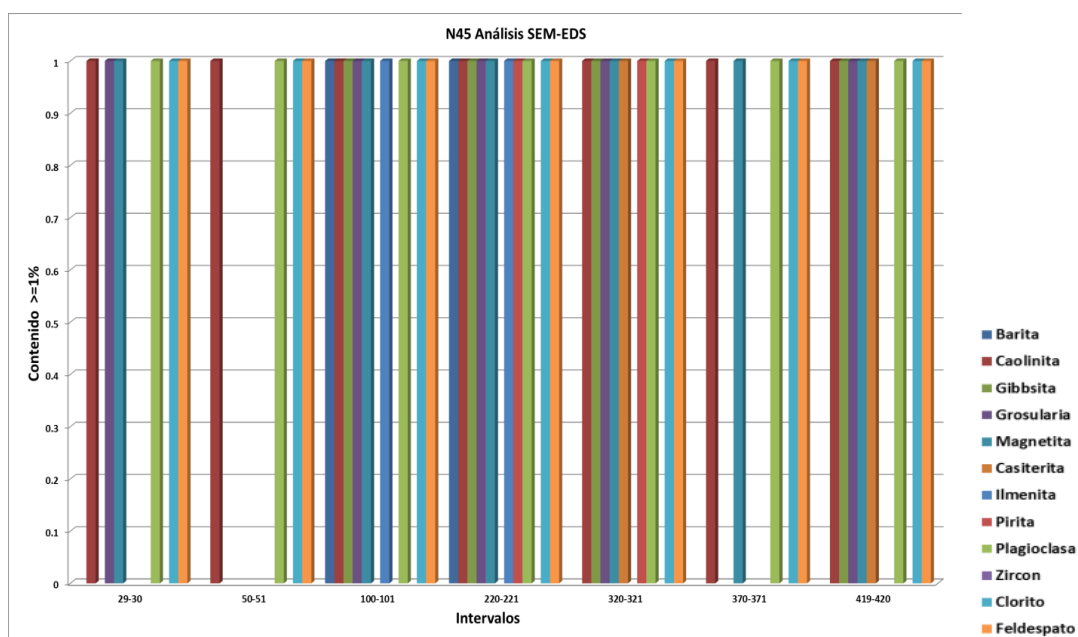


Figura 12 Diagrama de barras que muestra los minerales encontrados en los diferentes intervalos del núcleo E45.

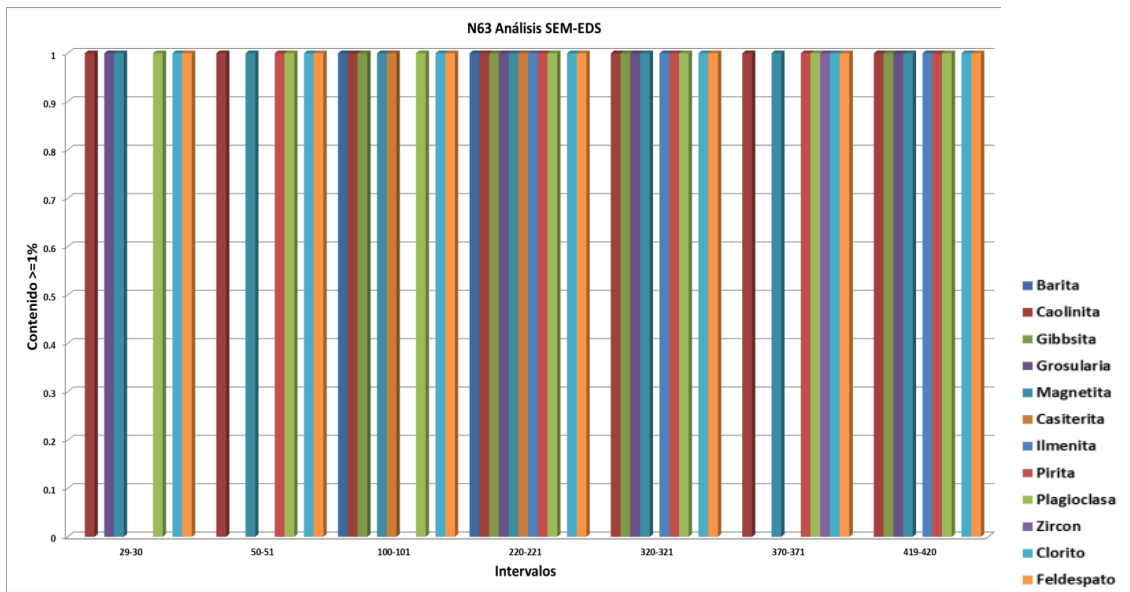


Figura 13 Diagrama de barras que muestra los minerales encontrados en los diferentes intervalos del núcleo E63.

7.3.1 Espectros de SEM-EDS para el núcleo E45.

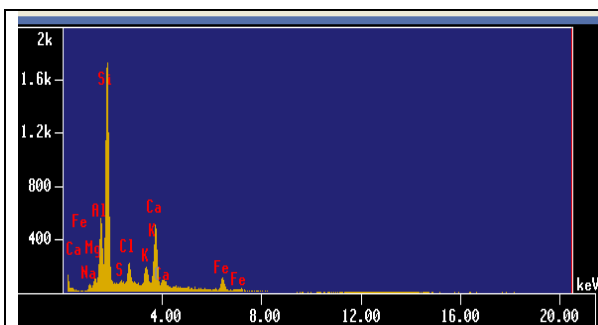


Figura 14

Espectro de Plagioclasa del intervalo 29-30.

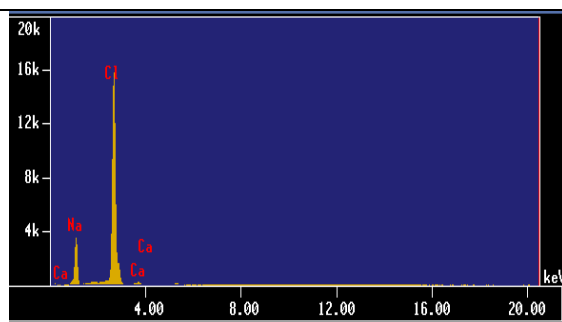


Figura 15

Espectro de Clorito del intervalo 29-30.

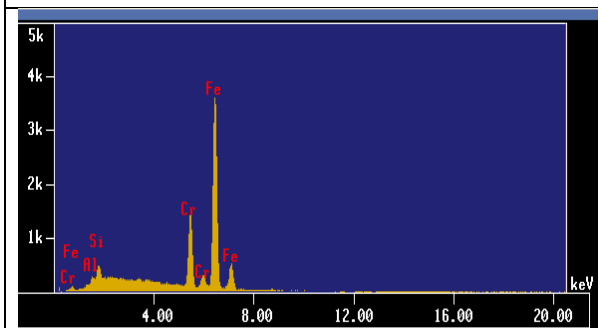


Figura 16

Espectro de magnetita y cromo (o cromita) del intervalo 29-30.

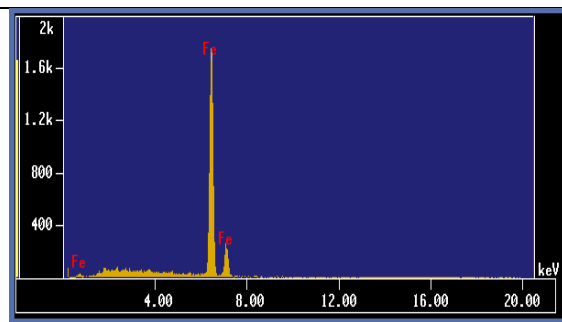


Figura 17

Espectro de Magnetita del intervalo 100-101.

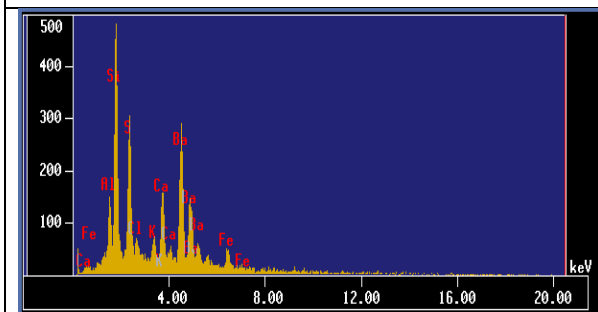


Figura 18

Espectro de barita y plagioclasa del intervalo 100-101.

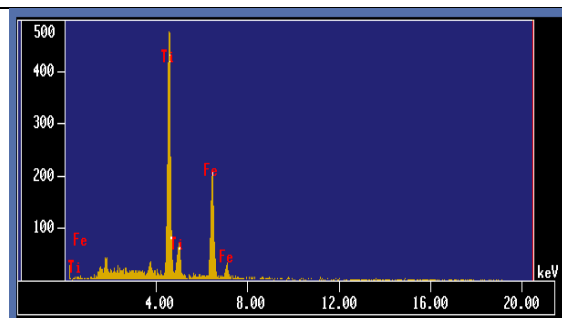


Figura 19

Espectro de ilmenita del intervalo 220-221.

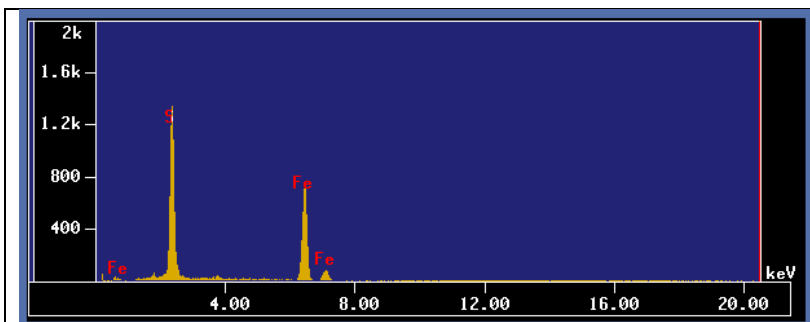


Figura 20
Espectro de pirita del intervalo 220-221.

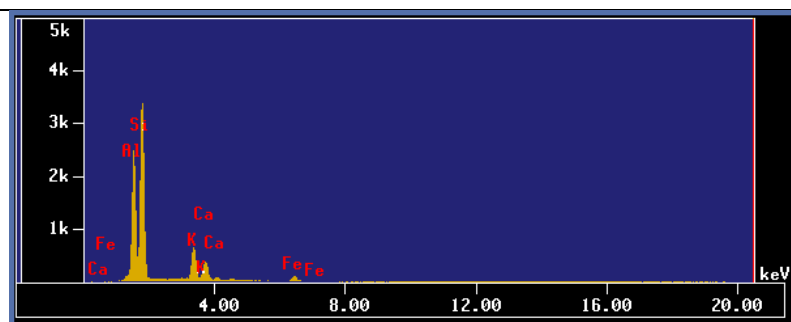


Figura 21
Espectro de caolinita del intervalo 320-321.

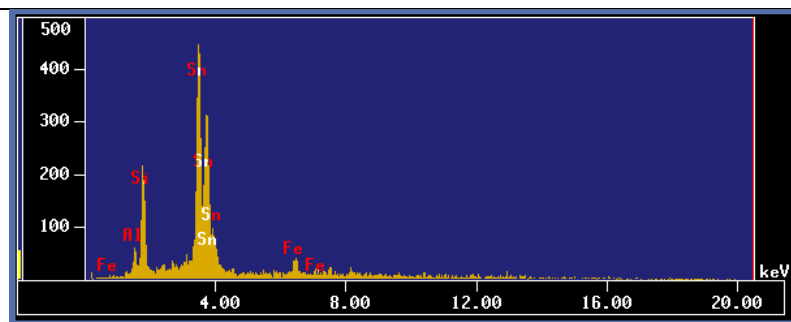


Figura 22
Espectro de casiterita del intervalo 419-420.

7.3.2 Espectros de SEM-EDS para el núcleo E63.

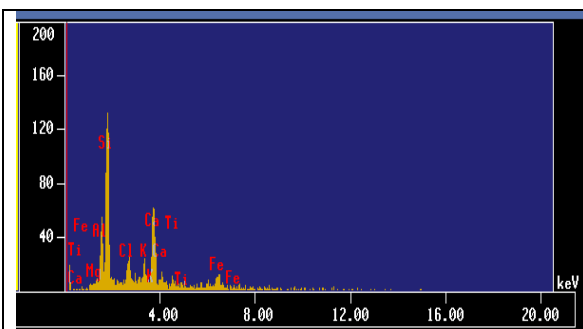


Figura 23
Espectro de plagioclasa y titanio del intervalo 29-30.

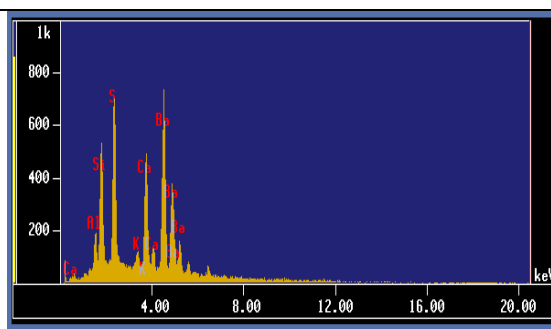


Figura 24
Espectro de barita del intervalo 100-101.

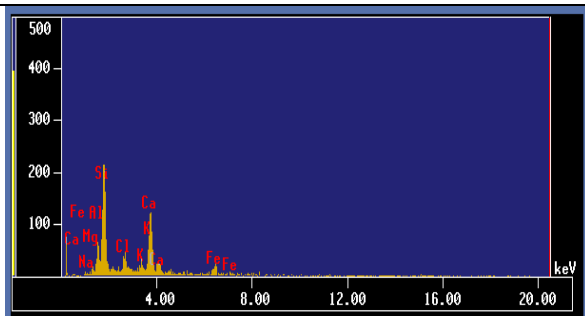


Figura 25
Espectro de plagioclasa del intervalo 220-221.

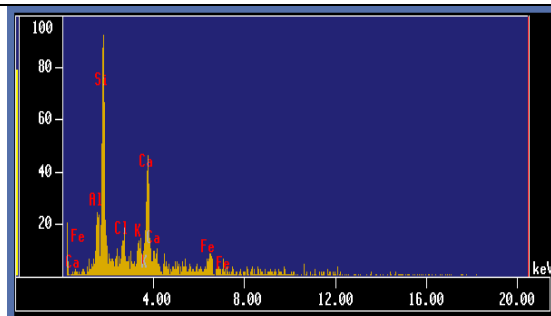


Figura 26
Espectro de caolinita del intervalo 220-221.

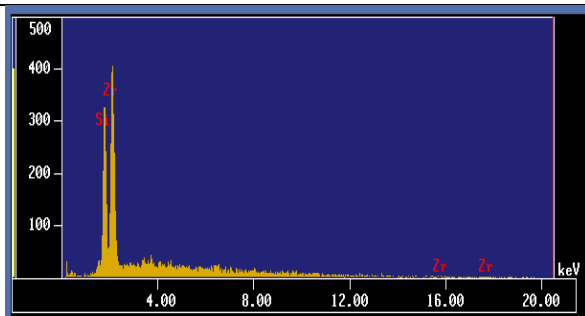


Figura 27
Espectro de zircón del intervalo 320-321.

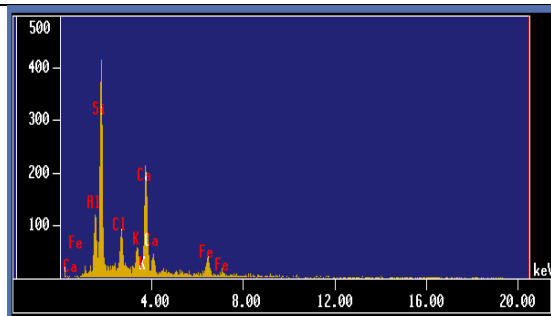


Figura 28
Espectro de grosularia del intervalo 419-420

7.4 Geoquímica

7.4.1 Elementos Mayores

Las concentraciones de elementos mayores de los núcleos de sedimentos se presentan en la Tabla 3. La diferencia de composición entre los núcleos E45 y E63 no es significativa. Por ejemplo, el contenido de $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}}$ varía desde ~ 42.8 a 46.5 % en el núcleo E45 y ~ 43.6 a 45.5 % en peso en el núcleo E63 y el contenido promedio $(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{adj}}$ es similar en los núcleos E45 y E63 (la media con un valor de desviación estándar es $13 \pm 0.4\%$ y $13 \pm 0.3\%$, respectivamente). Del mismo modo, excepto MnO, la distribución vertical y la variación en Fe_2O_3 , CaO, K_2O , Na_2O y MgO contenidos entre los núcleos no son significativos (Tabla 3).

Se realizó una gráfica comparativa de la composición de los elementos mayores en los sedimentos del Golfo de México, normalizados con los valores de corteza continental superior (UCC, Taylor y McLennan, 1985). En comparación con la corteza continental superior (UCC), las muestras de sedimento son ligeramente más altas en los contenidos de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y CaO (Fig. 30). El contenido de MnO también es mayor que el contenido promedio de UCC y su variación entre los núcleos E45 y E63 no es significativa. El enriquecimiento de Fe_2O_3 y MgO en comparación con UCC sugiere una derivación de los sedimentos de fuentes intermedias ricas en Mg. El contenido de P_2O_5 en las secciones superior e inferior del núcleo E45 está ligeramente elevado. La reducción en el contenido de K_2O y Na_2O en comparación con la UCC probablemente esté relacionada con el bajo contenido de feldespato.

Las correlaciones entre el contenido de SiO_2 frente a K_2O y Na_2O en el núcleo E45 ($r = 0.76$ y 0.65 , respectivamente) y el núcleo E63 ($r = 0.80$ y $r = 0.60$, respectivamente, $n = 10$) son estadísticamente significativas, lo que indica el predominio de los aluminosilicatos entre los sedimentos. El diagrama $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ versus $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ de Herron (1988) es ampliamente utilizado en diversos estudios para la clasificación geoquímica y para distinguir a los sedimentos maduros de los inmaduros (Zaid, 2015a, b; Benaafi y Abdullatif, 2015). La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ refleja la abundancia de cuarzo contra la arcilla o feldespato, mientras que $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ diferencia a los ricos en feldespato (Herron, 1988). Basándose en esta gráfica (Fig. 29), los sedimentos se clasifican como lutita, la cual es una roca sedimentaria compuesta por partículas del tamaño de la arcilla y del limo. Las diminutas partículas de lutita indican que se produjo un depósito como consecuencia de la sedimentación gradual de corrientes no turbulentas relativamente tranquilas. Entre estos ambientes se encuentran las zonas de las cuencas oceánicas profundas (Fig. 29).

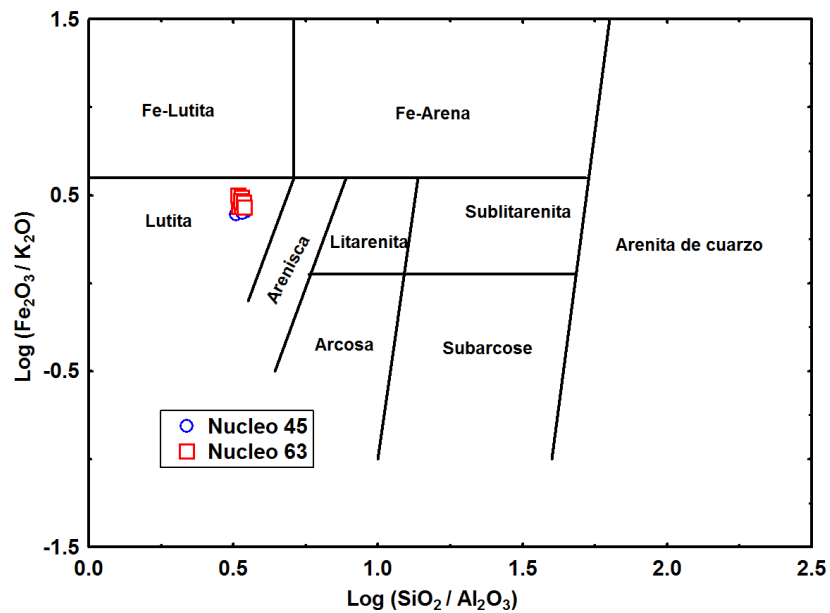


Figura 29 Clasificación geoquímica de los sedimentos de mar profundo, utilizando diagrama: $\text{log(SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\text{log(Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O)}$ (Herron, 1988).

El porcentaje de carbonatos contenidos en las muestras posiblemente proviene de conchas de foraminíferos, ya que son organismos que extraen el carbonato del agua marina en la que viven, en concreto del dióxido de carbono (CO_2) disuelto en ella, y que proviene mayoritariamente de la atmósfera. Al morir el organismo, su esqueleto llega al fondo marino, por esta razón hay un exceso de carbonato de calcio en los núcleos E45 y E63. En general, la concentración de minerales pesados (ilmenita, magnetita, etc.) presentes en los sedimentos se relaciona directamente con el contenido de TiO_2 y Fe_2O_3 (Fig. 30).

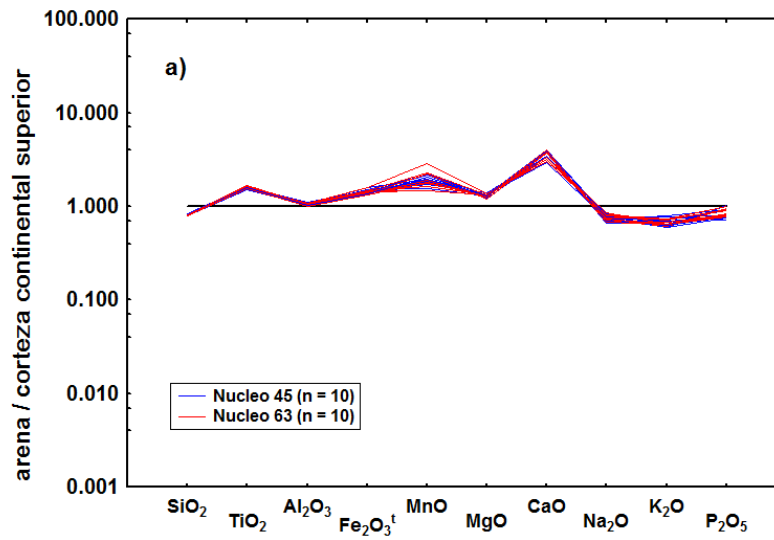


Figura 30 Diagrama de elementos múltiples para concentraciones de elementos mayores normalizadas contra los valores de la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985). Para referencia se incluye una línea horizontal para el valor de sedimento en la corteza continental superior. Línea azul (Núcleo E45) y línea roja (Núcleo E63)

Tabla 3 Contenido de elementos mayores (%) del núcleo E45 y E63.

E45											
Intervalo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PxC
20-21	46.01	0.663	14.20	5.651	0.109	2.472	10.46	2.423	2.294	0.156	15.25
70-71	44.29	0.630	13.34	5.937	0.113	2.444	12.19	2.393	2.053	0.152	16.55
121-122	42.81	0.628	12.87	5.092	0.128	2.381	14.00	2.544	1.655	0.167	17.42
170-171	44.09	0.628	13.11	5.596	0.124	2.392	12.01	2.682	1.823	0.156	17.07
250-251	44.44	0.651	12.91	5.045	0.12	2.337	13.40	2.135	1.922	0.13	16.59
301-302	46.07	0.685	13.67	5.367	0.117	2.291	11.96	2.535	1.828	0.139	15.02
350-351	44.21	0.661	13.35	5.36	0.127	2.331	13.09	2.263	1.955	0.130	16.21
400-401	43.70	0.633	12.90	5.317	0.106	2.376	13.98	2.457	1.670	0.126	16.42
451-452	46.49	0.656	13.31	5.739	0.093	2.447	11.90	2.409	2.253	0.122	14.27
470-471	45.56	0.657	13.38	5.59	0.101	2.585	12.26	2.422	2.237	0.134	14.76
E63											
Intervalo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PxC
20-21	45.49	0.645	13.59	5.952	0.168	2.524	10.55	2.650	2.083	0.168	15.86
70-71	45.37	0.665	13.62	5.541	0.095	2.458	11.16	2.569	2.049	0.154	16.01
119-120	44.48	0.647	13.39	5.519	0.086	2.407	11.77	2.455	2.043	0.151	16.74
170-171	43.61	0.656	13.22	5.336	0.086	2.434	13.49	2.291	1.709	0.157	16.70
250-251	43.64	0.643	12.86	5.541	0.132	2.420	13.32	2.364	1.819	0.134	16.81
299-300	45.18	0.702	13.34	5.225	0.103	2.385	11.90	2.786	1.849	0.140	16.07
350-351	44.98	0.657	13.24	5.15	0.131	2.217	12.93	2.185	1.904	0.135	16.30
400-401	44.90	0.681	13.30	5.155	0.111	2.307	12.95	2.277	1.763	0.133	16.11
449-450	44.36	0.653	12.87	5.147	0.120	2.377	13.48	2.285	1.799	0.128	16.46
470-471	43.93	0.643	12.65	4.896	0.105	2.291	13.91	2.191	1.822	0.128	17.12

7.4.2 Elementos Traza

Los elementos traza se utilizan para la determinación de procedencia, debido a la baja movilidad que presentan. Se encuentran en minerales resistentes al intemperismo y transporte de sedimentos, por lo que conservan el material parental del cual provienen (McLennan *et al.*, 1993). Los elementos traza como La, Y, Sc, Cr, Th, Zr, Hf, Nb y Ti son los más adecuados para las determinaciones de procedencia y tectónica debido a su relativamente baja movilidad durante los procesos sedimentarios. Estos elementos están presentes preferentemente en los minerales resistentes y no son afectados durante la meteorización y el transporte y, por lo tanto, pueden reflejar mejor las características de los materiales originales (McLennan *et al.*, 1993). Por lo tanto, se espera que sean más útiles en la discriminación de entornos tectónicos y composiciones de roca fuente que los elementos mayores (por ejemplo, Bhatia, 1983, Bhatia y Crook, 1986, Roser y Korsch, 1986, 1988, Verma y Armstrong-Altrin, 2016).

Las concentraciones de elementos traza de los sedimentos de núcleo se enumeran en la Tabla 4 para (núcleo E45) y la Tabla 5 (núcleo E63). Los patrones de elementos traza normalizados de la UCC se muestran en la Figura 29a y b, los patrones son similares entre los núcleos E45 y E63. En relación con el promedio de la UCC, elementos tales como Rb, Ba y Th son menores, esto probablemente se deba a su movilidad durante la meteorización (Cullers *et al.*, 1988). La correlación de Al_2O_3 versus Rb y Ba para los núcleos E45 ($r = -0.32$ y 0.04 , respectivamente, número de muestras $n=10$) y E63 ($r = -0.40$ y $r = -0.38$, respectivamente, $n = 10$) no son estadísticamente significativas, lo que indica que estos elementos están limitados a fases accesorias (Chen *et al.*, 2014).

Los elementos de alta intensidad de campo (Zr, Hf, Y, Nb) están agotados en relación con la UCC. La correlación entre Th y Zr es estadísticamente significativa, mientras que no es significativa para Th versus Al_2O_3 para los núcleos E45 ($r = 0.52$ y $r = -0.59$, respectivamente) y E63 ($r = 0.77$ y $r = -0.44$, respectivamente) lo que implica que su distribución se encuentra en fases accesorias como el zircón (López *et al.*, 2005). Del mismo modo, una correlación pobre de Al_2O_3 frente a Zr, Y y Nb para los núcleos E45 ($r = -0.43$, -0.61 y 0.49 , respectivamente) y E63 ($r = -0.50$, -0.56 y -0.15 , respectivamente) sugiere que estos elementos se fijan en minerales accesorios (Chen *et al.*, 2016). Entre los elementos traza de transición, Sc está agotado, mientras que Cr, Co, Ni, V y Cu están ligeramente enriquecidos con respecto a UCC. Es probable que este enriquecimiento esté relacionado con la contribución de los sedimentos de las rocas fuente intermedias y/o máficas. La correlación de Al_2O_3 frente a V, Sc y Cr para los núcleos E45 ($r = 0.47$, -0.44 y 0.26 , respectivamente, $n = 10$) y E63 ($r = 0.26$, -0.38 y 0.03 , respectivamente; $n = 10$) indica que estos elementos no están completamente asociados con filosilicatos (Fig. 31-32).

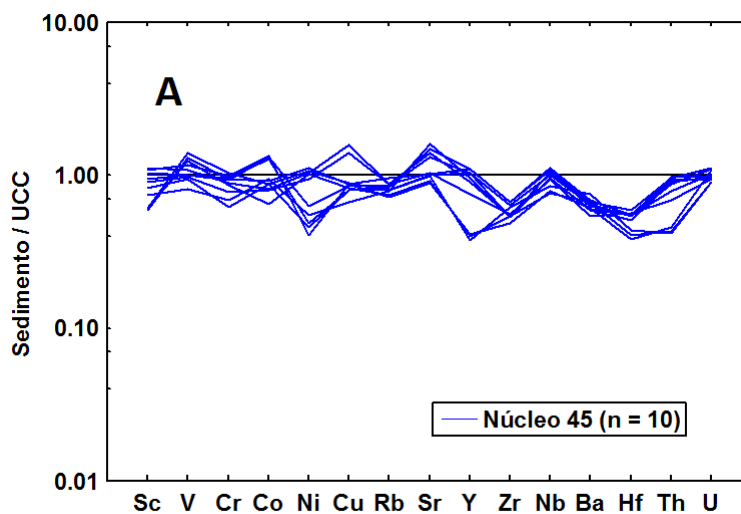


Figura 31 Diagrama de elementos múltiples para concentraciones de elementos traza normalizadas contra los valores de la corteza continental superior, para el núcleo E45 (Taylor y McLennan, 1985). Para referencia se incluye una línea horizontal para el valor de sedimento en la corteza continental superior.

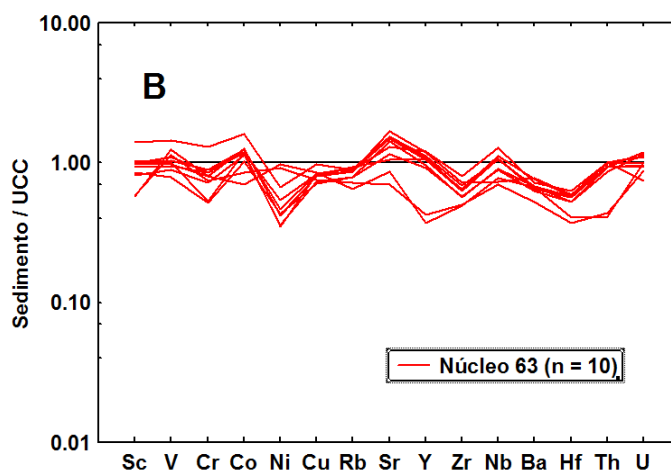


Figura 32 Diagrama de elementos múltiples para concentraciones de elementos traza normalizadas contra los valores de la corteza continental superior, para el núcleo E63 (Taylor y McLennan, 1985). Para referencia se incluye una línea horizontal para el valor de sedimento en la corteza continental superior.

Tabla 4 Contenido de los elementos traza (ppm) del núcleo E45.

E45	Intervalos									
Traza	20-21	70-71	121-122	170-171	250-251	301-302	350-351	400-401	451-452	470-471
Ba	335.4	380.2	359.7	369.0	369.1	417.1	330.3	327.4	298.5	348.8
Co	15.56	22.77	22.55	11.07	21.85	14.89	13.95	16.05	13.58	14.89
Cr	79.00	82.00	77.00	72.00	80.00	87.00	75.00	58.00	65.00	51.00
Cs	3.758	8.319	6.955	4.038	7.219	4.067	6.963	6.454	6.557	6.591
Cu	22.11	21.83	21.43	20.82	20.07	22.41	39.62	16.87	35.17	20.18
Hf	2.212	3.210	3.135	2.351	3.416	2.545	3.203	2.940	3.285	3.200
Mo	0.910	0.850	0.910	0.780	0.760	0.840	0.770	0.680	0.720	1.240
Nb	9.511	13.43	12.09	9.23	12.97	10.18	11.44	11.53	11.37	12.57
Ni	48.90	17.82	27.90	44.83	21.33	47.30	45.48	24.25	41.86	20.14
Pb	13.99	16.04	13.44	13.62	14.10	14.54	17.02	13.30	16.43	25.89
Rb	81.44	107.11	95.30	83.57	93.99	89.58	98.21	88.79	98.28	90.45
Sc	8.012	14.759	12.90	8.344	14.010	8.341	15.26	10.13	12.39	11.28
Sr	314.6	357.8	463.0	322.9	523.7	348.2	491.9	561.4	364.2	350.6
Ta	5.403	0.447	0.353	5.137	0.497	5.932	4.215	0.381	4.124	0.512
Th	4.817	10.261	9.207	4.540	10.028	4.414	8.244	9.560	7.214	9.876
U	3.022	2.734	3.094	2.543	3.112	2.530	2.842	2.748	2.645	2.670
V	139.2	124.7	108.3	133.61	106.96	149.92	115.82	87.53	104.37	101.5
Y	9.118	24.19	22.71	8.812	24.22	8.247	20.02	21.01	16.71	22.87
Zn	82.51	86.62	82.88	80.01	79.78	86.10	25.00	42.75	19.10	38.21
Zr	92.33	126.8	121.3	102.4	127.7	118.8	103.5	101.2	106.3	101.8

Tabla 5 Elementos traza (ppm) del núcleo E63.

E63 Traza	Intervalos									
	20-21	70-71	119-120	170-171	250-251	299-300	350-351	400-401	449-450	470-471
Ba	371.0	290.0	366.0	374.5	355.0	420.7	399.1	347.5	429.3	371.5
Co	20.08	14.43	11.90	17.49	21.31	21.46	27.49	19.22	20.21	21.01
Cr	70.00	61.00	67.00	43.00	71.00	67.00	109.0	60.00	45.00	75.00
Cs	7.920	4.018	3.744	6.553	7.122	7.379	7.293	6.485	7.290	7.345
Cu	20.52	18.95	21.36	17.76	19.94	20.11	24.27	18.27	20.54	20.92
Hf	3.272	2.164	2.341	3.051	3.269	3.358	3.664	3.056	3.459	3.360
Mo	0.860	0.750	0.820	0.750	0.710	0.750	0.970	0.710	0.750	0.820
Nb	12.91	8.46	9.33	10.91	12.90	13.370	15.44	10.64	8.761	12.58
Ni	15.46	40.70	42.95	19.03	18.77	18.36	29.48	15.85	23.98	20.35
Pb	17.61	11.14	13.97	13.73	14.00	14.34	15.82	13.23	14.08	13.79
Rb	104.1	80.91	72.61	88.10	96.42	97.72	100.62	87.88	97.20	101.83
Sc	13.57	7.904	7.786	11.58	12.63	13.19	19.16	11.15	13.99	13.97
Sr	371.2	245.0	305.1	500.7	534.5	523.6	459.1	403.5	585.6	537.9
Ta	0.419	4.794	5.616	0.374	0.460	0.509	0.526	0.324	0.133	0.260
Th	10.51	4.582	4.320	9.860	9.925	10.58	10.56	9.024	10.42	9.791
U	2.073	2.475	2.801	2.690	2.613	3.118	3.067	3.239	2.772	3.350
V	118.1	122.0	133.8	84.84	101.1	104.8	153.6	95.03	107.0	111.4
Y	23.04	9.311	8.183	21.12	23.71	23.35	26.69	20.28	25.99	24.58
Zn	74.67	36.40	70.02	50.58	23.00	21.00	20.00	34.62	25.02	31.01
Zr	120.3	95.60	94.50	107.6	122.1	124.3	152.8	108.9	136.8	130.2

7.4.3 Tierras raras

Los elementos de tierras raras se clasifican en dos subgrupos: el subgrupo de elementos tierras raras ligeras o cerio (abreviado LREE por sus siglas en inglés), que comprende los primeros siete elementos de La a Eu (números atómicos 57-63) y el subgrupo de tierras raras pesadas o itrio (HREE abreviado por sus siglas en inglés), que comprende los elementos de Gd a Lu con números atómicos 64-71. El itrio y el escandio, aunque no son elementos de tierras raras reales, tienen propiedades similares a las de las tierras raras pesadas.

Importantes minerales de tierras raras incluyen monacita [(Ce, La, Nd, Th) (PO₄)], [(REE) PO₄], xenotima [Y, REE (PO₄)], zircón [Zr(SiO₄)], bastnasita [(Ce, La)(CO₃)F] y apatita [Ca, REE]₅ (PO₄)₃ (OH,F)]. Bastnasita y monacita son fuentes de la REE ligeras y representan aproximadamente el 95% de la producción actual de REE, mientras que la xenotima y los minerales como la allanita son una fuente del REE pesadas y de itrio. La monacita comúnmente contiene torio hasta un 10%, un poco de itrio y una pequeña cantidad de uranio. El ortosilicato de circonio se encuentra en la mayoría de las rocas ígneas y algunas rocas metamórficas en forma de pequeños cristales o granos, ampliamente distribuidos y raramente en más del 1% de la masa total de la roca. También se encuentran como granos aluviales en los sedimentos debido a su alta dureza.

En la naturaleza, los REE no se encuentran como metales libres. En su mayoría aparecen en estructuras minerales en enlaces covalentes o iónicos con varios otros REE y no metales.

La monacita, el zircón y la xenotima son minerales accesorios muy comunes en el granito y los gneis. Estos minerales son también muy estables en el entorno cercano a la superficie. Debido a su resistencia química y alta densidad, frecuentemente se concentran en depósitos de placer.

Los elementos tierras raras (REE) en los sedimentos se concentran esencialmente en las fracciones finas (similares a la lutita) y representan indicadores de procedencia bien establecidos (McLennan *et al.*, 1990, 1993; McLennan, 2001). Las diferencias en los REE dependen de la composición de rocas fuente, la concentración de minerales accesorios y algunas veces debido a los procesos químicos de erosión en el área fuente. Sin embargo, puede ocurrir cierta movilidad de REE durante la meteorización y la diagénesis (Bock *et al.*, 1994). El posible papel desempeñado por las fases accesorias en la distribución de REE en los sedimentos fue discutido por McLennan (1989). Sugirió que algunas fases (especialmente zircón, monazita y alanita), que se concentraron durante los procesos de clasificación sedimentaria, pueden afectar los patrones de REE. Se puede sospechar una posible influencia de estos minerales en los patrones de REE cuando sus elementos constituyentes (por ejemplo, Zr en zirconio) superan los niveles de concentración normalmente esperados (p. Ej., Zr = 200 ppm) para lutitas (McLennan, 1989; Caggiannelli *et al.*, 1992).

Los datos utilizados fueron normalizados con respecto a la abundancia de tierras raras en rocas condriticas, las cuales son utilizadas en la normalización debido a que son materiales poco a nada fraccionados del sistema solar, y que pueden ser similares a los que formaron la tierra primitiva (McLennan, 2001).

En los diagramas se observa el contenido de REE en el núcleo E45 y se comparan con los datos de REE en la corteza continental superior. Se puede observar que el contenido REE es muy variado, no tiene un orden cronológico visible para esta muestra de sedimento; teniendo niveles altos en algunos intervalos de la muestra y bajos en otros. El contenido de REE no tiene diferencias significativas en comparación con la corteza continental superior. De todos los lantánidos el Lu es el elemento más difícil de aislar, lo cual justifica su carestía en la mayoría de los intervalos (Fig. 33).

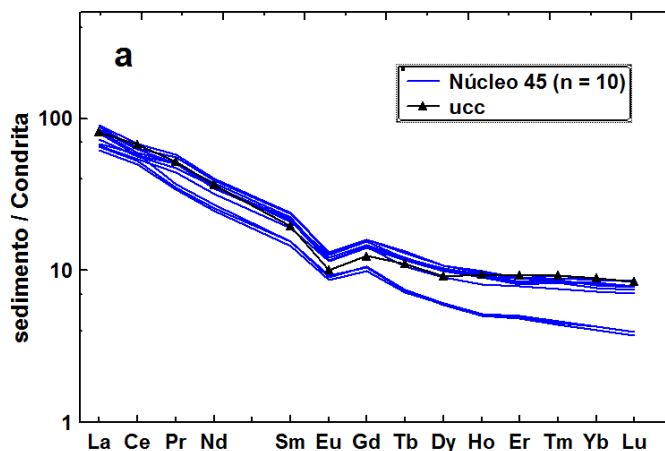


Figura 33 Condrita normalizada en patrones REE para los núcleos de sedimentos del Golfo de México. Para referencia se incluye una línea de corteza continental superior. a) núcleo 45.

La diferencia composicional entre el núcleo E45 y E63 no es significativa. Las rocas máficas usualmente contienen una alta relación en tierras raras ligeras/tierras raras pesadas y la tendencia no muestra anomalías negativas de Eu. Mientras que las rocas félsicas usualmente contienen menores concentraciones en la relación tierras raras ligeras/tierras raras pesadas y exhiben una anomalía negativa de Eu (Cullers, 2000) por lo tanto los

patrones de REE normalizados con condrita y la anomalía de Eu son de gran utilidad para identificar la naturaleza de la roca fuente (Fig. 33 y 34). En el caso de los núcleos de este estudio se puede observar una pequeña anomalía negativa de Eu, debido a que sedimentos estudiados son de naturaleza intermedia, lo que quiere decir que se encuentran en medio de los parámetros para diferenciar a una roca máfica de una félsica. El contenido de Σ REE en los núcleos E45 y E63 muestra correlación estadísticamente significativa con Zr ($r = 0.65$ y $r = 0.88$, respectivamente; $n=10$), mientras que la correlación es estadísticamente no significativa contra Al_2O_3 ($r = -0.56$ y $r = -0.51$, respectivamente, $n = 10$), lo que sugiere que las REE se alojan en minerales detríticos, probablemente zircón en lugar de minerales de arcilla (Yu *et al.*, 2016). Del mismo modo, una correlación significativa observada entre REE y Y en los núcleos 45 ($r = 0.94$, $n = 10$) y 63 ($r = 0.96$, $n = 10$) también implican que los REE probablemente están alojados en minerales accesorios.

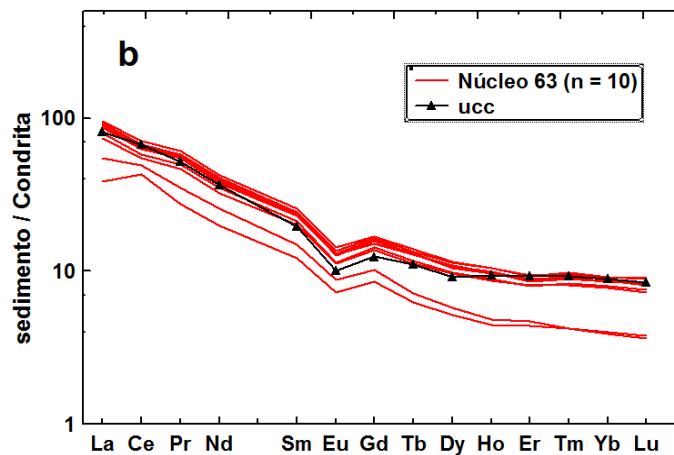


Figura 34 Condrita normalizada en patrones REE para los núcleos de sedimentos del Golfo de México (Taylor and McLennan, 1985). Para referencia se incluye una línea de corteza continental superior. b) núcleo 63.

Tabla 6 Tierras raras (ppm) del núcleo E45.

E45	Intervalos									
REE	20-21	70-71	121-122	170-171	250-251	301-302	350-351	400-401	451-452	470-471
La	22.87	33.43	30.16	24.09	32.30	24.86	26.71	29.25	24.44	30.94
Ce	47.73	65.03	57.26	50.67	60.73	55.80	53.84	54.91	51.73	60.48
Pr	4.660	7.930	7.050	4.830	7.580	5.050	6.480	6.930	6.030	6.940
Nd	17.54	28.43	25.35	18.26	27.70	19.17	25.09	24.55	22.72	26.49
Pm	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sm	3.342	5.516	5.012	3.562	5.482	3.605	4.830	4.912	4.388	5.140
Eu	0.758	1.145	1.060	0.790	1.137	0.807	1.109	1.003	1.003	1.014
Gd	3.057	4.883	4.497	3.239	4.862	3.218	4.751	4.323	4.382	4.390
Tb	0.418	0.758	0.705	0.432	0.772	0.427	0.698	0.680	0.616	0.699
Dy	2.292	4.122	3.820	2.315	4.085	2.266	3.814	3.774	3.447	3.940
Ho	0.426	0.822	0.782	0.443	0.843	0.429	0.772	0.763	0.684	0.798
Er	1.231	2.182	2.064	1.260	2.227	1.208	2.221	2.013	1.974	2.090
Tm	0.161	0.316	0.300	0.166	0.330	0.157	0.302	0.296	0.268	0.309
Yb	1.058	2.161	1.994	1.067	2.166	1.000	2.061	1.915	1.803	1.990
Lu	0.151	0.324	0.299	0.151	0.320	0.143	0.301	0.285	0.268	0.298

Tabla 7 Tierras raras (ppm) del núcleo E63.

E63	Intervalos									
REE	20-21	70-71	119-120	170-171	250-251	299-300	350-351	400-401	449-450	470-471
La	32.41	14.12	20.23	29.50	31.79	33.33	35.13	27.28	34.00	32.52
Ce	63.38	40.89	47.03	55.25	60.13	63.28	67.58	52.26	64.10	61.67
Pr	7.720	3.750	4.820	6.870	7.490	7.850	8.350	6.430	7.980	7.650
Nd	27.46	14.19	18.21	24.86	26.83	28.05	30.18	22.94	28.88	27.50
Pm	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sm	5.371	2.797	3.442	4.909	5.351	5.461	5.932	4.624	5.600	5.458
Eu	1.111	0.629	0.764	0.995	1.131	1.110	1.238	0.981	1.183	1.130
Gd	4.641	2.625	3.104	4.389	4.919	4.795	5.132	4.181	5.069	4.837
Tb	0.746	0.360	0.414	0.676	0.750	0.753	0.803	0.651	0.777	0.751
Dy	4.169	1.977	2.192	3.750	4.111	3.989	4.365	3.660	4.321	4.096
Ho	0.828	0.380	0.413	0.756	0.828	0.821	0.897	0.736	0.886	0.841
Er	2.220	1.094	1.165	1.994	2.138	2.198	2.326	2.005	2.308	2.173
Tm	0.327	0.150	0.151	0.294	0.315	0.318	0.339	0.287	0.347	0.318
Yb	2.119	0.989	0.967	1.993	2.148	2.129	2.261	1.934	2.257	2.160
Lu	0.319	0.143	0.139	0.287	0.310	0.317	0.346	0.275	0.340	0.312

7.5 Intemperismo y madurez textural

La composición geoquímica de los sedimentos es ampliamente utilizada para inferir las condiciones de intemperie en el área de la fuente, la clasificación y la madurez durante el transporte (Zaid *et al.*, 2015, Selvaraj *et al.*, 2015, 2016, Tawfik *et al.*, 2016). Con el fin de evaluar la intensidad de la intemperie, algunos índices como el Índice de Alteración Química ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] * 100$; Nesbitt y Young, 1982), Índice químico de meteorización ($CIW = [Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O] * 100$; Harnois, 1988), Índice de Alteración de Plagioclasa ($PIA = [Al_2O_3 - K_2O / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)] * 100$; Fedo *et al.*, 1995) y el Índice de Variabilidad Composicional ($ICV = [(CaO + K_2O + Na_2O + Fe_2O_3^{(i)} + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3]$; Cox *et al.*, 1995) son utilizados. En estos índices, CaO^* representa la cantidad en silicatos solamente. Consideramos que el contenido de Ca en los sedimentos proviene del carbono inorgánico y el Na puede estar asociado con la sal marina. El contenido de Ca en la fracción de silicato se calculó mediante la ecuación (Martinez *et al.*, 2010): $Ca = CaO_t - CaO_{trg}$ y $CaO_{trg} = Al_2O_3t \times (CaO/Al_2O_3)_{UCC}$, donde "t" = la abundancia total en la muestra y "trg" = terrígenos. Del mismo modo, el exceso de Na (Na_{exceso}) en los sedimentos se calculó mediante la ecuación (Murray y Leinen, 1996): $Na_{exceso} = (Na_2O \times 0.7419) - (0.1 \times Al_2O_3 \times 0.5292)$, donde Na_{exceso} es el componente de sal de agua intersticial del Na.

Los valores de CIA y CIW ~ 50 indican bajo intemperismo, ~ 50-70 intemperismo moderado, y > 80 indica conversión completa de feldespatos a minerales de arcilla aluminosa (alto intemperismo; Nesbitt y Young, 1982).

Los valores calculados de CIA y CIW de los núcleos 45 (~ 49-59 y ~ 53-65, respectivamente) y 63 (~ 49-57 y ~ 53-63, respectivamente) indican intensidad moderada de la intemperie en el área fuente.

El PIA es otro método para medir la intensidad de intemperismo; la plagioclasa sin intemperismo tiene un valor <50 y dependiendo de la intensidad del intemperismo, el valor del PIA aumentará (Fedo *et al.*, 1995). Los valores de PIA de los núcleos de sedimentos E45 y E63 varían de ~ 49 a 61 y de 49 a 59, lo que revela una intensidad moderada de la intemperie. Por otro lado, la ICV se usa ampliamente para evaluar la intensidad de la intemperismo y para inferir la madurez de los sedimentos (Nagarajan *et al.*, 2011, 2015; Madhavaraju *et al.*, 2016), la cual disminuye cuando aumenta la intensidad de la meteorización (Cox *et al.*, 1995). El ICV es > 1 en los minerales detríticos menos intemperizados, sedimentos que tienden a concentrarse en depósitos de primer ciclo (píroxeno y feldespato), mientras que <1 en minerales intemperizados (por ejemplo, arcilla). Según Cox *et al.*, (1995), los sedimentos clásticos con bajo intemperismo pueden indicar un origen en una región con un mínimo de elevación tectónica. Los valores ICV de los sedimentos de los núcleos 45 y 63 varían entre ~ 1.69-2.06 y ~ 1.8-2, respectivamente. Los valores calculados de CIA, CIW, PIA y ICV indican una intensidad moderada de la intemperie en el área fuente.

Durante la meteorización, el calcio, el sodio y el potasio son elementos más móviles y/o solubles en condiciones superficiales, incrementando la proporción de alúmina en los productos de meteorización. La alúmina y el sílice son los componentes más importantes en la constitución de las arcillas, confiriéndoles resistencia (Nesbitt *et al.*, 1980).

El diagrama ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO+Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$) ternario permite comprender la variación en los cambios de composición debido al intemperismo químico y/o la composición de la roca fuente. El intemperismo químico está altamente influenciado por la mineralogía y composición de los elementos mayores en los sedimentos que son removidos por cationes, tales como Ca, Na y K, relacionados con constituyentes residuales (Al y Ti) a través de la conversión de feldespato a minerales de arcilla. Las rocas ígneas tienen un índice de alteración química cercano a 50, mientras que los materiales arcillosos como caolinita, gibbsita y clorita tienen valores de 100 (Fedo *et al.*, 1995). En el diagrama ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO+Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$) se puede observar que el contenido de las muestras del núcleo 45 y el núcleo 63, tienen alto contenido de óxidos de aluminio, tales como la caolinita y la gibbsita, lo que concuerda con los análisis de SEM-EDS. Los valores altos de estos elementos indican un alto grado de madurez en el sedimento (Fig. 35).

Las relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ también se usaron en diversos estudios para inferir la madurez textural de los sedimentos (Chen *et al.*, 2014; Khan y Khan 2015); los altos valores de correlación (> 6 , > 5 y > 1 , respectivamente) indican una alta madurez de los sedimentos (Cox *et al.*, 1995). Las relaciones de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de los núcleos E45 ($\sim 3.2 - 3.5$, $\sim 4.9 - 6.1$ y $\sim 0.65 - 0.95$, respectivamente) y E63 ($\sim 3.3 - 3.5$, $\sim 4.8 - 6.1$, y $\sim 0.66 - 0.87$, respectivamente) son <10 , lo que indica una madurez composicional moderada. La baja relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ también indica que el área fuente estaba dominada por rocas ricas en Plagioclasa (Dey *et al.*, 2009). Además, la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ en sedimentos clásticos puede indicar la abundancia de feldespato alcalino sobre aluminosilicatos.

La relación $K_2O/Al_2O_3 > 0.5$ sugiere una cantidad significativa de feldespato alcalino y <0.5 sugieren el agotamiento del feldespato alcalino en relación con los aluminosilicatos (Cox *et al.*, 1995). Los valores bajos de la relación K_2O/Al_2O_3 en los núcleos de sedimentos E45 ($\sim 0.13 - 0.17$) y E63 ($\sim 0.13 - 0.15$) indican la intensidad moderada de la meteorización y la clasificación.

Además, la acumulación de Zr en los sedimentos lleva a aumentar el contenido de HREE en relación con LREE y una disminución en La_{NASC}/Yb_{NASC} (Silva *et al.*, 2016; Xie y Chi, 2016). La correlación entre Zr y La_{NASC}/Yb_{NASC} no es estadísticamente significativa para los núcleos E45 ($r = -0.16$, $n = 10$) y E63 ($r = -0.30$, $n = 10$) lo que también indica el grado moderado de clasificación durante la deposición de sedimentos. La concentración de minerales como la monacita y la allanita en los sedimentos, que son ricos en contenido de P_2O_5 y LREE, puede indicar el grado de clasificación y reciclaje de sedimentos. Estos minerales aumentarán significativamente la relación $(Gd/Yb)_{NASC}$ en sedimentos, mayor que el valor de NASC (> 2). La relación $(Gd/Yb)_{NASC}$ en los sedimentos de los núcleos varía de ~ 1.31 a 1.90 para el núcleo E45 y ~ 1.29 a 1.19 para E63, lo que indica una clasificación moderada y reciclaje de los sedimentos.

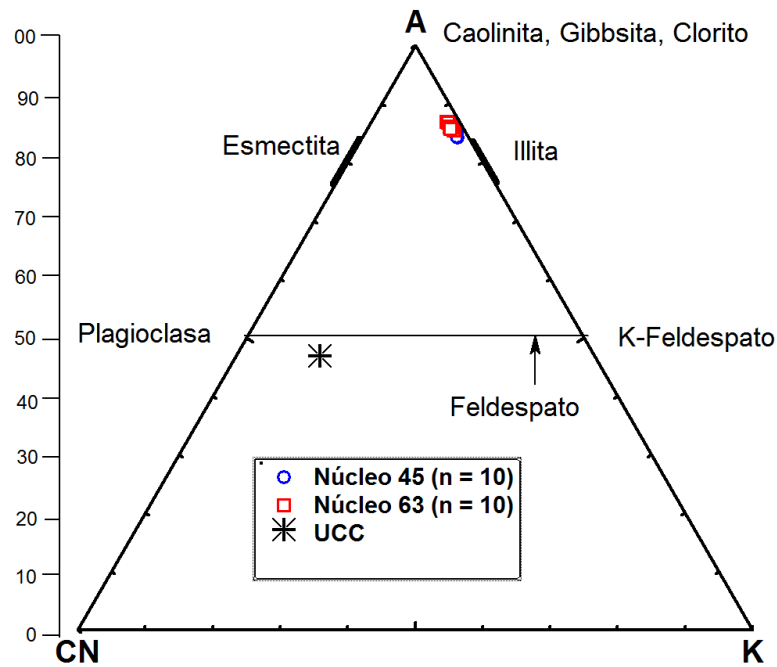


Figura 35 Diagrama ternario de $Al_2O-CaO+Na_2O-K_2O$ que indica el contenido mineral de acuerdo a la composición de los sedimentos.

7.6 Procedencia de sedimentos

La geoquímica de la lutita refleja la configuración tectónica de la cuenca y también proporciona información sobre el entorno químico de la deposición (Bhatia, 1983; Roser y Korsch, 1986, 1988; McLennan *et al.*, 1990; Erickson *et al.*, 1992; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004, 2005; Nagarajan *et al.*, 2007a, 2007b). La composición mineralógica y química de las lutitas se usa comúnmente como un indicador sensible de procedencia y para conocer las condiciones meteorológicas y en varios casos como una herramienta de ajuste tectónico (Cullers *et al.*, 1975, 1979; Taylor y McLennan, 1985; Cullers, 1994b; Cox y Lowe, 1996, Cullers, 2000; Armstrong-Altrin *et al.*, 2017).

A pesar de que la composición de los sedimentos clásticos está influenciada por diferentes aspectos, como la roca madre (procedencia), la naturaleza de los procesos sedimentarios con la cuenca deposicional y el tipo de caminos de dispersión que vinculan la procedencia con la cuenca deposicional (meteorización, transporte, clasificación física y diagénesis).

Entre los principales elementos, Al_2O_3 y TiO_2 se consideran como inmóviles durante la meteorización, el transporte y la diagénesis, por lo tanto, la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ se usa ampliamente para inferir la composición de la roca fuente (Spalletti *et al.*, 2012; Absar y Sreenivas, 2015; Zhou, *et al.*, 2015). De acuerdo con Hayashi *et al.* (1997) el valor de la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ varía de 3 a 8 para máfico, ~ 8-21 para intermedio y ~ 21-70 para rocas ígneas félsicas. La relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ en el núcleo E45 varía de 19 a 21 y en el núcleo E63 oscila entre 19 y 21. La relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ indica que los sedimentos del núcleo se derivaron de rocas fuente intermedias.

Para deducir la procedencia, se utilizó el diagrama de función discriminante basado en elementos mayores, que consta de cuatro campos de procedencias, es decir, máfico (P1), intermedio (P2), félsico (P3) y cuarzosa reciclada (P4) (Roser y Korsch, 1988). Los sedimentos de los núcleos se trazaron principalmente en el campo de procedencia ígnea intermedia, lo que indica que los sedimentos se derivaron de rocas de fuente intermedia (Fig. 36).

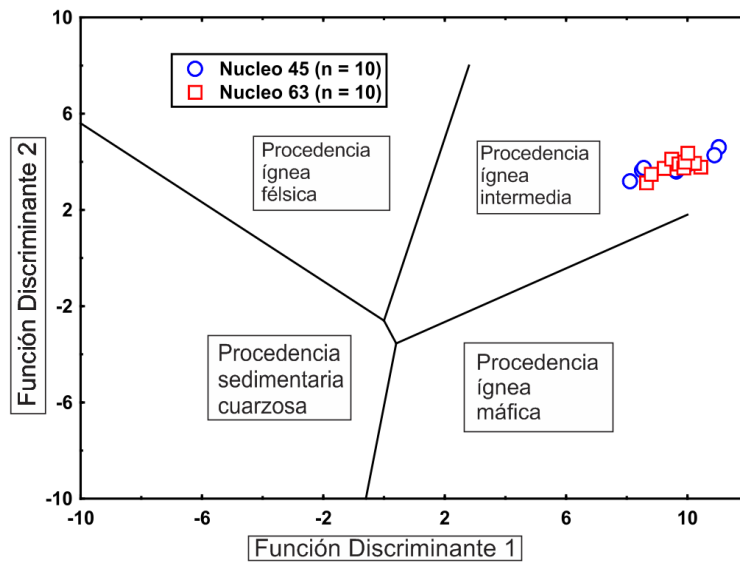


Figura 36 Gráfico de función discriminante de procedencia de elementos mayores para los núcleos de sedimento (Roser and Korsch, 1988). La función discriminante es: Función Discriminante 1 = $(-1.773 \cdot \text{TiO}_2) + (0.607 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \cdot \text{MgO}) + (0.616 \cdot \text{CaO}) + (0.509 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$; Función Discriminante 2 = $(0.445 \cdot \text{TiO}_2) + (0.070 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \cdot \text{MgO}) + (0.438 \cdot \text{CaO}) + (1.475 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (1.426 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$.

Algunos elementos son indicadores útiles de procedencia ya que son los menos afectados por diferentes procesos como meteorización, transporte y clasificación. Elementos como Sc, Th, Co y La son muy útiles para identificar el área de procedencia, porque las concentraciones de estos elementos varían ampliamente entre los sedimentos félsicos (dacita y granito), intermedios (andesita) y máficos (basalto). Se han establecido varios estudios utilizando la geoquímica de los elementos individuales, así como las proporciones elementales de las lutitas (también areniscas) para determinar su procedencia y la configuración tectónica de las cuencas sedimentarias de diferentes partes del mundo (ej. Armstrong-Altrin *et al.*, 2004; Cox *et al.*, 1995; Cullers, 1988; Cullers *et al.*, 1987, 1988; Nagarajan *et al.*, 2007a, b; McLennan *et al.*, 1993; Wronkiewicz y Condie, 1990).

La distribución relativa de los elementos inmóviles que difieren en su concentración en las rocas félsicas y máficas como La y Th (enriquecida en rocas silíceas), Sc, Cr y Co (enriquecida en rocas básicas en relación con rocas silíceas) se han utilizado para inferir la contribución relativa de las fuentes félsicas y máficas en lutitas de diferentes ambientes tectónicos (Wronkiewicz y Condie, 1990 y Bhatia y Crook, 1986). Cullers *et al.* (1988) han demostrado que la abundancia de Ba y Co en los sedimentos clásticos pueden usarse como características químicas de diagnóstico de procedencias félsicas y máficas, respectivamente (también Estrada-Omaña, 2007; Cruz-Ortiz, 2007). La relación La/Lu y también otras proporciones traza elementales pueden usarse para determinar la procedencia de las lutitas porque la mayoría de las rocas básicas contienen bajas relaciones de La/Lu, mientras que las rocas silíceas tienen mayores relaciones de La/Lu. Las distribuciones de elementos de tierras raras en lutitas también se usan ampliamente para caracterizar la procedencia (McLennan y Taylor, 1991).

Para inferir la procedencia, también se realizó el diagrama Co/Th vs La/Sc, en el cual los elementos de alta resistencia en campo como Zr, Nb, Y, Th y U se concentran principalmente en rocas ígneas félsicas, mientras que los elementos de transición ferromagnesiana tales como Cr, Sc, Ni, Co y V se concentran en rocas ígneas máficas. Por lo tanto, los diagramas basados en estos elementos son altamente eficientes para discriminar la procedencia del sedimento.

Los sedimentos de núcleo junto con la concentración media de las probables rocas origen se representan gráficamente en el diagrama La/Sc-Co/Th (Fig. 37), lo que revela que los sedimentos se derivaron de andesita situada a lo largo de las zonas costeras del Golfo de México.

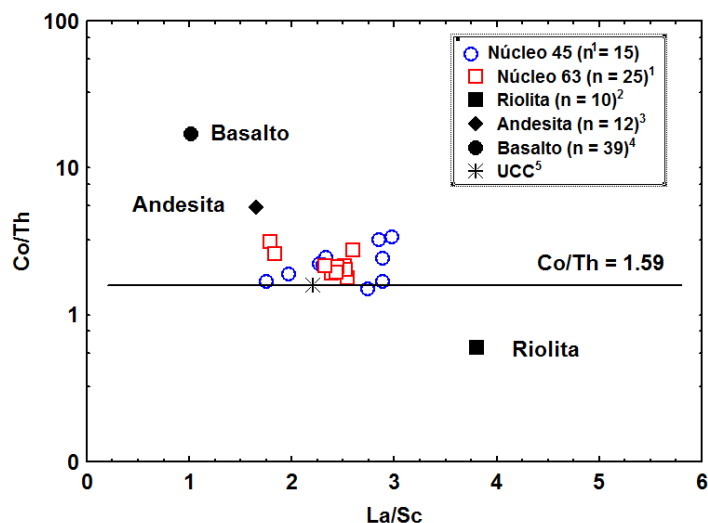


Figura 37 La / Sc vs Co / Th Grafica bivariada para los núcleos de sedimentos del Golfo de México. Promedio de composición de rocas para comparación (Verma, 2001a, 2001b).

Se utilizó un diagrama ternario V-Ni-Th para inferir el tipo de roca del cual proviene el sedimento de los núcleos. Los altos contenidos de elementos traza ferromagnesianos, como Cr, Ni y V, en los sedimentos son indicativos de una procedencia máfica. Una abundancia de Cr y Ni son indicativos de rocas ultramáficas en el área de origen. Las dos muestras se ubican entre las fuente máfica y félsica, lo que nos indica que el sedimento de ambas muestras tiene una composición intermedia (Fig. 38).

Los contenidos de Cr y Ni en los núcleos E45 (74 ± 11 and 25 ± 10 , respectivamente) y E63 (68 ± 18 and 34 ± 13 , respectivamente) son muy bajas, lo que sugiere que los sedimentos derivaron de rocas intermedias, y no de rocas ultramáficas.

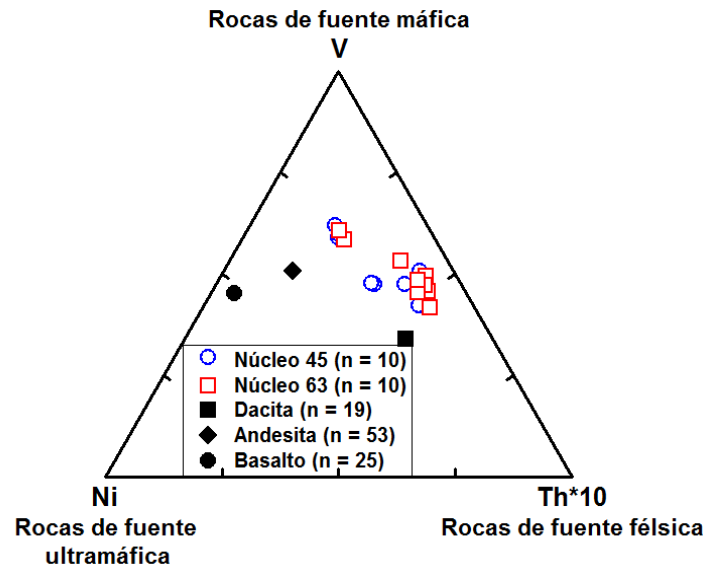


Figura 38 Diagrama ternario V-Ni-Th, para comparar origen del sedimento.

El diagrama de McLennan *et al.* (1993) es utilizado para diferenciar la composición de la roca fuente. La relación Th/Sc es un índice que nos indica la composición global de la procedencia en función del contenido de escandio. Se observa que la composición de las muestras se ubica cerca de andesita, lo que nos indica que el sedimento es de composición intermedia con alta contenido granítico, la cual es similar a la composición de la corteza continental superior (Fig. 39).

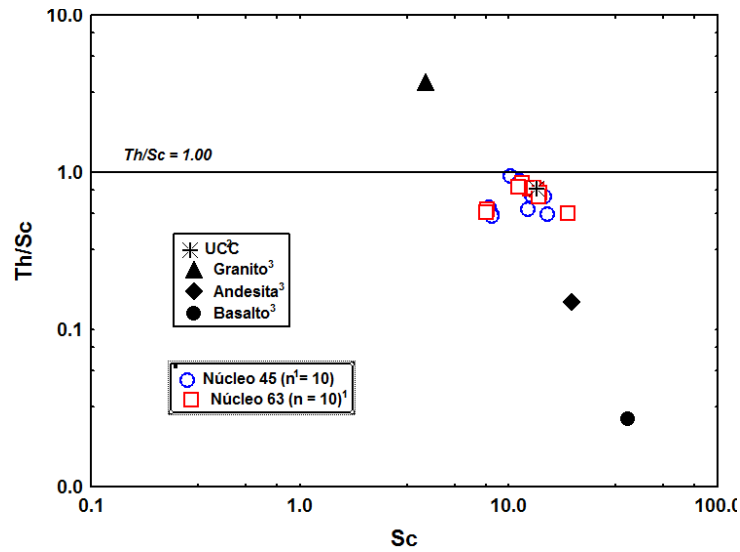


Figura 39 Diagrama Th/Sc vs Sc para los núcleos de sedimento 45 y 63. Para comparación (McLennan et al., 1993).

Las variaciones de Th/La (indicativo de félsico) y Sc/Co (indicativo de máfico) se han utilizado para diferenciar entre la proveniencia félsica y máfica por varios autores. El diagrama Th/Co vs La/Sc sugiere una naturaleza intermedia de las rocas de origen (Fig. 40).

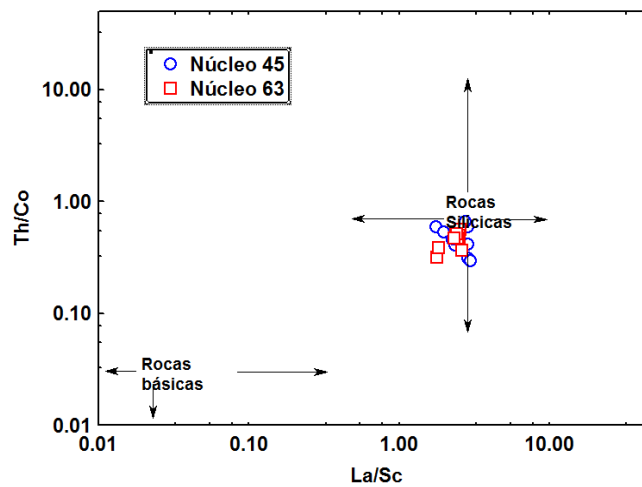


Figura 40 Diagrama Th/Co vs La/Sc para conocer la roca fuente para los núcleos 45 y 63.

La relación TiO_2/Ni de este estudio sugiere que las rocas intermedias a félsicas deben ser fuentes probables para las lutitas. Esta interpretación es apoyada además por las gráficas anteriores (Fig. 41).

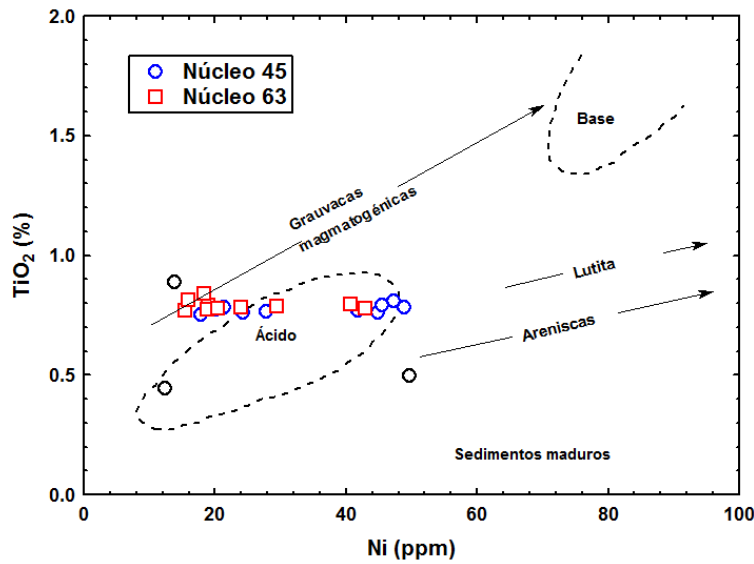


Figura 41 Diagrama de discriminación de la procedencia sedimentaria de Ni- TiO_2 (Floyd *et al.*, 1989).

Las concentraciones de REE en los sedimentos, su patrón normalizado y el tamaño de la anomalía de Eu son herramientas sensibles para investigar el tipo de rocas fuente (Armstrong-Altrin, 2009; Armstrong-Altrin *et al.*, 2017; Hernández-Hinojosa *et al.* 2018). Cullers *et al.* (1979) documentaron que las rocas ígneas félsicas tienen una alta relación LREE/HREE con una anomalía negativa de Eu, ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = <1$), mientras que las rocas ígneas máficas muestran una relación inferior LREE/HREE con poca o ninguna anomalía negativa de Eu.

Los dos núcleos de sedimento muestran patrones REE ligeramente fraccionados con LREE enriquecidos y carecen de una anomalía distintiva de Eu negativa. Las relaciones Eu/Eu* en los núcleos E45 y E63 varían de ~ 0.94 - 1.04 y ~ 0.94 - 1.03, respectivamente, lo que sugiere que la roca fuente original puede ser de tipo intermedio (Tabla 4). La similitud en los patrones REE y la anomalía de Eu entre los núcleos E45 y E63 indica una procedencia homogénea. Además, Cullers *et al.* (1988) también documentaron que la anomalía negativa de Eu está relacionada con los sedimentos derivados de una fuente intensamente meteorizada, mientras que la anomalía positiva de Eu está relacionada con la fuente moderadamente meteorizada. Las proporciones Eu/Eu* en los sedimentos de los 2 núcleos indican un grado moderado de intemperismo en la región fuente.

7.7 Comparación de la composición de la roca fuente

Para inferir la procedencia, los patrones REE de los sedimentos se comparan con las probables rocas fuente (dacita, andesita y basalto) expuestas a lo largo de las áreas costeras del Golfo de México (Figura 42). El patrón REE promedio y la anomalía Eu de los sedimentos son comparables con las rocas de andesita y de andesita basáltica (Rosales-Lagarde *et al.*, 2005; Verma, 2000, 2001a y 2001b). Esto revela que los sedimentos se derivaron en gran medida de la contribución de las rocas de andesita y de andesita basáltica, lo que también concuerda con los resultados basados en concentraciones de elementos traza ferromagnesianos como Cr, Ni, Sc y V.

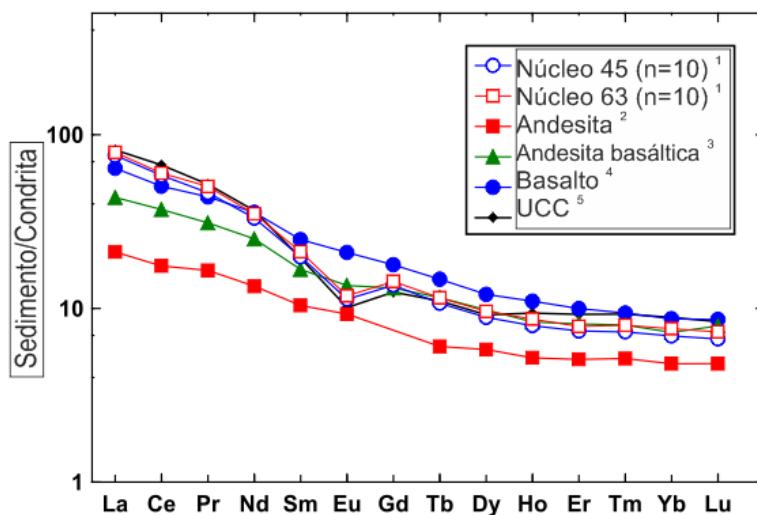


Figura 42 Patrones de elementos de tierras raras normales (REE) normalizados con condritas para los sedimentos de aguas profundas. Los valores de normalización son de McDonough y Sun (1995). n = número de muestras; UCC = corteza continental superior; ¹ este estudio; ^{2,3,4} andesita, andesita basáltica y basalto se compilan a partir de las áreas fuente. ⁵ Taylor y McLennan (1985). Las fuentes de datos de geoquímica REE son de Luhr et al. (2006), Rosales-Lagarde et al. (2005), Verma (2000, 2001a, b), Ferriz and Mahood (1987), Carrasco-Núñez et al. (2005, 2010), Gómez-Tuena et al. (2003), Orozco-Esquivel et al. (2007), Siebert and Carrasco-Núñez (2002), Schaaf and Carrasco-Núñez (2010).

7.8 Ambiente de depósito

Las proporciones de los elementos traza son útiles para comprender la condición de aguas profundas de una cuenca de deposición y se han aplicado en varios artículos (Jones y Manning, 1994; Morford y Emerson, 1999; Madhavaraju *et al.*, 2016). La relación V/Cr se considera como un indicador redox, la relación $V/Cr > 4.5$ representa una condición deposicional anóxica, mientras que < 2 son indicativos de una condición más oxidante (Jones y Manning, 1994; Riquier *et al.*, 2006). Jones y Manning (1994) también sugirieron que las relaciones Ni/Co < 5 indican ambientes óxicos y > 5 indican ambientes deposicionales redox. De manera similar, las proporciones de Cu/Zn aumentan de las condiciones de deposición óxicas (< 1) a redox (> 1) (Hallberg, 1976). Las relaciones V/Cr, Ni/Co y Cu/Zn de los núcleos E45 (1.63 ± 0.20 , 2.26 ± 1.19 y 0.59 ± 0.60 , respectivamente) y E63 (1.75 ± 0.32 , 1.41 ± 0.99 y 0.65 ± 0.31 , respectivamente) indican una condición deposicional óxica.

El contenido de uranio autigénico ($U_{au} = (\text{total U}) - Th/3$) también se considera como un índice de condición de aguas profundas (Wignall y Myers, 1988). El contenido de $U_{au} > 12$ indica ambiente anóxico, de 5 a 12 indica subóxico a disóxico, y < 5 indica condiciones óxicas (Wignall y Myers, 1988). El sedimento de los núcleos de E45 y E63 muestran un bajo contenido de U_{au} (0.19 ± 0.76 y 0.17 ± 0.84 , respectivamente), lo que sugiere un ambiente deposicional óxico. Además, Hallberg (1976) sugirió que la alta relación Cu/Zn era un indicador de condición redox, mientras que el valor bajo de la relación revela una condición oxidante. La relación $R = (Cu + Mo)/Zn$ propuesta por Hallberg (1976) fue referida en varios estudios para inferir la condición de oxigenación de

aguas profundas. Esta relación aumentará en condiciones redox (> 2) y disminuirá en condiciones de oxicidad (< 2) (por ejemplo, Acharya *et al.*, 2015). Esta relación R varía de 0.26-1.88 y 0.29-1.26 para los núcleos E45 y E63, respectivamente (Tabla 4 y 5), lo que refleja el predominio de la condición óxica durante la deposición.

El cerio (Ce) puede formar cationes tetravalentes en condiciones óxicas, mientras que otros REE son estables en un estado trivalente. La oxidación de Ce^{3+} a Ce^{4+} puede ser usada como un indicador de las condiciones reductoras en el ambiente deposicional (Christopher y Elderfield, 1990; Nath *et al.*, 1997; Zou *et al.*, 2015; Madhavaraju *et al.*, 2016). Un cambio en la anomalía de Ce (Ce/Ce^*) en los sedimentos puede revelar las fluctuaciones en la condición del agua profunda, que es ampliamente utilizada en diversos estudios como una herramienta para inferir la condición del agua profunda (Birgel *et al.*, 2011; Nagarajan *et al.*, 2011; Tobia y Aqrawi, 2016). La anomalía de Ce en los núcleos E45 (0.92 ± 0.08) y E63 (0.91 ± 0.13) es < 1 , lo que refleja la deposición de sedimentos en un ambiente bien oxigenado.

7.9 Tasa de sedimentación

Según algunos datos de sedimentos recolectados en una zona cercana a los núcleos E45 y E63, y que fueron datados mediante radio carbono; en las secciones más bajas del núcleo (329-330 y 390-391) se calculó una edad mayor a 19,000 años AP, por lo tanto son considerados para representar condiciones de Pleistoceno tardío. Se calculó que esta región tiene una tasa de sedimentación de ~ 0.0166 cm/año (Armstrong-Altrin *et al.*, 2015a).

8. Transporte fluvial de sedimento; de la costa al mar profundo del Golfo de México

Los diversos estudios de granulometría, mineralogía y geoquímica realizados a los núcleos E45 y E63 sugieren que los sedimentos derivaron en gran medida de la erosión natural de la andesita y las rocas andesíticas basálticas de las regiones costeras de Los Tuxtlas. Lo cual es factible ya que la descarga de Los Tuxtlas forma parte de las cuencas de los ríos Papaloapan y Coatzacoalcos, que están entre las de mayor volumen de descarga del país. Se distingue la vertiente norte y noreste que desemboca hacia el Golfo de México, delimitada por la subcuenca Tecolapilla, que es parte de la cuenca del Papaloapan. En esta zona hay numerosos ríos y arroyos de recorrido relativamente corto, provenientes de los volcanes San Martín Tuxtla, Santa Marta y San Martín Pajapan, los cuales derraman sus aguas directamente al Golfo.

La zona montañosa tiene una red de drenaje radial determinada por las características topográficas. En el volcán Santa Marta la red hidrológica es muy abundante y poco ramificada, con cauces muy profundos que drenan rápidamente hacia las zonas bajas, principalmente en la vertiente del Golfo. En cambio, en la vertiente del volcán San Martín Tuxtla hay ríos que nacen en las partes altas pero son intermitentes, debido al suelo poroso. En las partes medias (entre 300 y 400 msnm) se vuelven permanentes, con caudales muy variables que dependen de la precipitación en las partes altas, y finalmente a través de las partes bajas, desembocan en el Golfo.

La composición iónica de los ríos de esta vertiente depende de la naturaleza geológica de la región. En las aguas de esta zona domina el sodio, seguido por el calcio,

magnesio y potasio, ya que el desgaste de las rocas alcalinas predominantes favorece su liberación. También se han encontrado evidencias que sugieren la influencia de la actividad geotérmica sobre la composición química de algunos ríos, entre las más importantes se mencionan: 1) cambios de temperatura y de algunas características químicas del agua, como resultado de la reciente actividad geológica del volcán San Martín Tuxtla; 2) altas concentraciones de sulfatos en el río Manantiales sugieren que puede estar cerca de una falla geológica con actividad térmica; y 3) altas concentraciones de sílice y fósforo, en los ríos Manantiales, Toro Prieto y Nueva Victoria parecen derivar de la presencia de lavas basálticas, producto de erupciones volcánicas pasadas.

El tamaño del sedimento del lecho disminuye hacia aguas abajo. Los procesos de transporte reducen el tamaño de las partículas de sedimento mediante abrasión y segregación hidráulica. La abrasión corresponde a la reducción del tamaño por acción mecánica a través de procesos tales como impacto, frotación y molienda. La segregación hidráulica corresponde al transporte diferencial de partículas de distintos tamaños, de modo que, en general, al disminuir la pendiente, el flujo pierde capacidad de transportar las partículas más gruesas del suelo.

El régimen de vientos de la zona costera del Golfo de México es impulsado por el este casi durante todo el año, excepto cuando ocurren los nortes. Los nortes son una condición meteorológica caracterizada por vientos intensos y fríos cuya dirección predominante es del norte-noreste y que afectan amplias regiones del territorio mexicano, particularmente las zonas costeras del Golfo de México.

Generalmente los nortes ocurren durante otoño e invierno y están asociados con el movimiento hacia el sur de un anticiclón de núcleo frío. Por lo general, estos eventos están precedidos por tiempo cálido y nublado o lluvioso con vientos del sur. El norte llega como una ráfaga y provoca un descenso repentino de la temperatura de hasta 25°F (~ 14°C) en una hora o de hasta 50°F (~ 28°C) en tres horas durante el invierno. Los nortes causan un impacto importante en el clima al oeste y sur del GM por la presencia de fuertes lluvias (López-Méndez, 2009) y la generación de vientos muy intensos que alcanzan más de 20 m/s y producen oleaje de hasta 5.5 m de altura.

El sedimento producto de la erosión fluvial, llega a las regiones costeras de Los Tuxtlas, estos sistemas se ven impactados por los nortes debido a que puede haber precipitaciones intensas, particularmente cuando se presenta una interacción con masas de aire tropical (Appendini et al., 2013).

Las corrientes superficiales tienen un componente hacia el norte en verano. En invierno, las corrientes tienen una dirección y flujo inversos hacia el sur (Fig. 43) (Fernández-Eguiarte et al., 1992).

Por lo tanto es posible que el sedimento llegue a la zona de estudio mediante corrientes costeras que transportan el sedimento hacia mar adentro debido a la topografía que presenta la zona costera de los Tuxtlas.

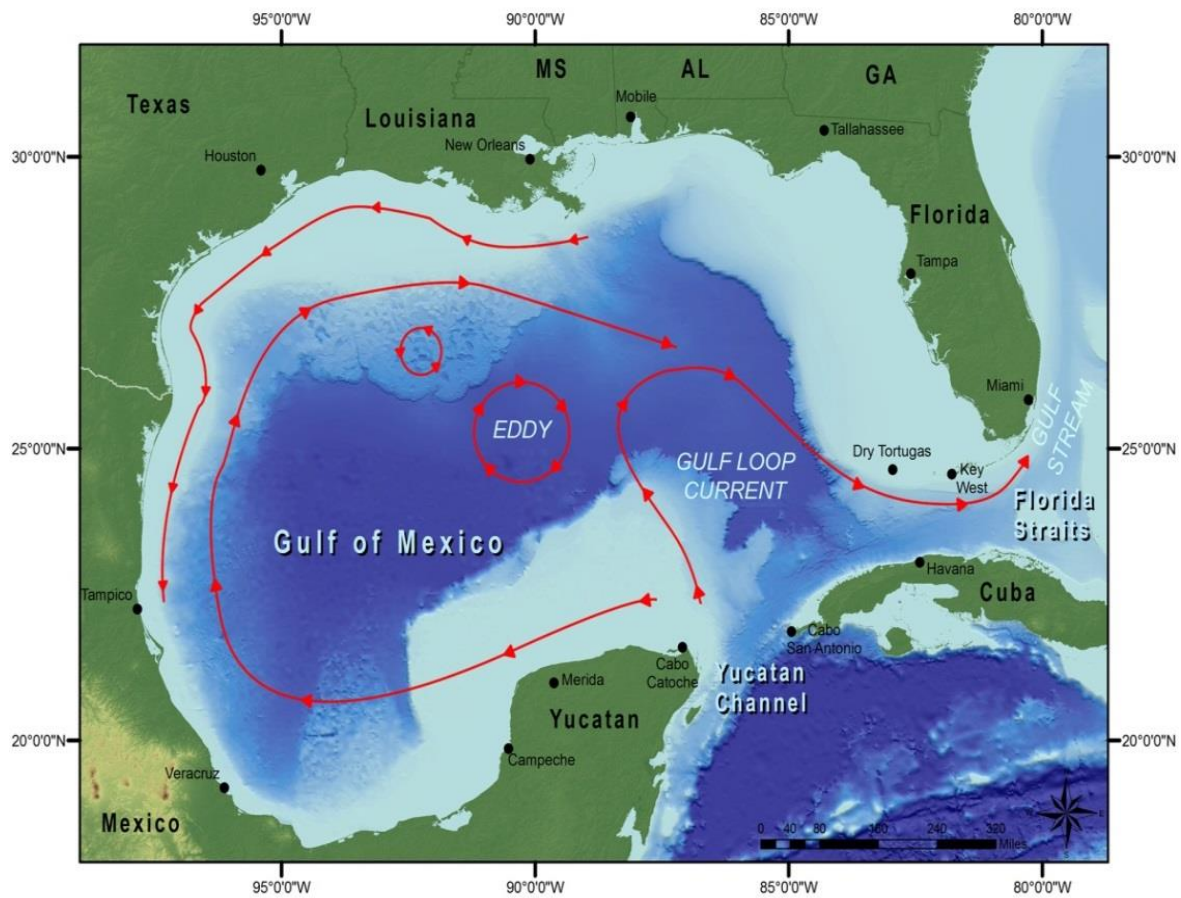


Figura 43 Mapa de corrientes del Golfo de México (Arthur *et al.*, 2017).

9. Conclusiones

Los estudios de granulometría revelan que los sedimentos están dominados por limos y arcillas, lo que determinó que el transporte de sedimentos hacia la costa es de origen fluvial debido a que el patrón de vientos no favorece su transporte.

Con los estudios de SEM-EDS se encontró que los sedimentos tienen concentraciones de minerales tales como barita, gibbsita, caolinita, grosularia, magnetita, plagioclasa y clorito los cuales derivan de la región de Los Tuxtlas hasta la zona de mar profundo; ya que el contenido de minerales tiene gran similitud.

De acuerdo con los diferentes diagramas utilizados, la diferencia composicional de elementos traza y tierras raras entre el núcleo E45 y E63 no es significativa, lo que indica que el sedimento de ambos núcleos procede de la región de Los Tuxtlas.

Las características de la geoquímica de elementos mayores, traza y tierras raras indican que los sedimentos de aguas profundas, derivaron de rocas intermedias tales como andesita y andesita basáltica.

Los valores de CIA, CIW, PIA e ICV en los núcleos de sedimento indican una intemperismo moderado en el área fuente.

El contenido de Uau, la anomalía de Ce y otras proporciones de elementos traza sensibles a reacciones redox sugieren que los sedimentos se depositaron en un entorno óxico.

La composición química indica que los sedimentos derivaron de andesita situada a lo largo de las zonas costeras del Golfo de México. Los patrones de REE normalizados con condrita y el tamaño de las anomalías de Eu sugirieron que los sedimentos proceden en gran medida de la erosión natural de la andesita y las rocas andesíticas basálticas de las regiones costeras a lo largo del Golfo de México.

10. Referencias Bibliográficas

- Absar, N., Sreenivas, B., 2015. Petrology and geochemistry of greywackes of the ~1.6 Ga Middle Aravalli Supergroup, northwest India: evidence for active margin processes. *International Geology Review*, 57 (2), 134-158.
- Acebey, A., Kromer, T., Torres, Vázquez., 2015. Helechos y Licófitos de la reserva de la biosfera Los Tuxtlas, Veracruz, México. *Botanical Sciences*, 93 (2): 313-344.
- Andreani, L., Rangin, C., Martínez-Reyes, J., Le Roy, C., Aranda-García, M., Le Pichon, X., Peterson-Rodríguez, R., 2008, The Neogene Veracruz Fault: evidences for left-lateral slip along the Southern Mexico Block: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, 195–208.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2009. Provenance of sands from Cazonas, Acapulco, and Bahía Kino beaches, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 764-782.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2015. Evaluation of two multi-dimensional discrimination diagrams from beach and deep sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *International Geology Review*, 57 (11-12), 1446-1461.
- Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic setting. *Sedimentary Geology*, 177, 115-129.
- Armstrong-Altrin, J.S., Natalhy-Pineda, O., 2014. Microtextures of detrital sand grains from the Tecolutla, Nautla, and Veracruz beaches, western Gulf of Mexico, Mexico: implications for depositional environment and palaeoclimate. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(10), 4321-4333.
- Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L. 2016. Mineralogy, geochemistry, and radiocarbon ages of deep sea sediments from the Gulf of Mexico, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 71, pp. 182-200.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 74(2), 285-297.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., García, D., Eby, N., Balaram, V., Cruz-Ortiz, N.L. 2012. Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: Implication for provenance. *Chemie der Erde – Geochemistry*, 72, 345-362.

- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Lee, Y.I., Balaram, V., Cruz-Martinez, A., Avila-Ramirez, G., 2013. Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, Eastern Mexico: Implications of source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Comptes Rendus Geosciences*, 345, 185-202.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Córdoba-Saldaña, L.P., 2014. Geochemistry of sands along the San Nicolás and San Carlos beaches, Gulf of California, Mexico: implication for provenance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23 (5), 533-558.
- Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.A., Ruíz-Fernández, A.C., 2015a. Geochemistry of deep sea sediments from the south-western Gulf of Mexico, Mexico: implication for depositional environment. *Continental Shelf Research*, 95, 15-26.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Balaram, V., Natalhy-Pineda, O., 2015b. Petrography and geochemistry of sands from the Chachalacas and Veracruz beach areas, Western Gulf of Mexico, Mexico: constraints on provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 199-216.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Trejo-Ramírez, E. (2017). Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: implications for palaeoweathering, provenance, and tectonic setting. *Geological Journal*, vol. 52(4), pp. 559-582.
- Arthur, I., Hickerson, E., Embesi, J., 2017. Flower Garden Banks. National Marine Sanctuary. National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Bakkiaraj, D., Nagendra, R., Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., 2010. Geochemistry of siliciclastic rocks of Sillakkudi Formation, Cauvery Basin, Southern India; Implications for Provenance. *Journal of the Geological Society of India*, 76, 453-467.
- Basu, A., Bickford, M.E., Deasy, R., 2016. Inferring tectonic provenance of siliciclastic rocks from their chemical compositions: A dissent. *Sediment. Geol.* 336, 26-35.
- Benaafi, M., Abdullatif, O., 2015. Sedimentological, mineralogical, and geochemical characterization of sand dunes in Saudi Arabia. *Arab. J. Geosci.* 8, 11073-11092.
- Besoain, E., 1985. *Mineralogía de arcillas de suelos*. San José, Costa Rica: IICA.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* 91, 611-627.
- Birgel, D., Fend, D., Roberts, H.H., Peckmann, J., 2011. Changing redox conditions at cold seeps as revealed by authigenic carbonates from Alaminos Canyon, northern Gulf of Mexico. *Chem. Geol.* 285, 82-96.

- Bock, B., McLennan, S.M., y Hanson, G.N. 1994. Rare earth element redistribution and its effect on the neodymium isotope system in the Austin Glen member of the Normanskill Formation, New York, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 58, pp. 5245-5253.
- Borghesi, F., Migani, F., Dinelli, E., 2016. Geochemical characterization of surface sediments from the northern Adriatic wetlands around the Po River delta. Part II: aqua regia results. *J. Geochem. Explor.* doi: 10.1016/j.gexplo.2016.06.012.
- Caggianelli, A., Fiore, S., Mongelli, G. y Salvemini, A. 1992. REE distribution in the clay fraction of pelites from the southern Apennines, Italy. *Chem. Geo.*, v. 99, pp. 253-263.
- Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J.J., Rosales-Hoz, L., Morales-De la Garza, E.S., Lozano-Santa Cruz, R., 2009. Beach sand composition and provenance in a sector of the southwestern Mexican Pacific. *Rev. Mex. Cien. Geol.* 26, 433-447.
- Carrasco-Núñez, G., Richter, K., Chesley, J., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J., 2005. Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contrib. Mineral Petr.* 150, 423-440.
- Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., Díaz-Castellón, R., Vázquez-Selem, L., Capra, L., 2010. Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 197, 209-224.
- Carlos-Crespo, Villalaz., 2004. *Mecánica de suelos y cimentaciones*. México. Limusa.
- Carney, B., 2002. National Oceanic and Atmospheric Administration. Louisiana State University.
- Chen, M., Sun, M., Cai, K., Buslov, M.M., Zhao, G., Rubanova, E.S., 2014. Geochemical study of the Cambrian-Ordovician meta-sedimentary rocks from the Altai-Mongolian terrane, northwestern Central Asian Orogenic Belt: Implications on the provenance and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.* 96, 69-83.
- Chen, L., Guo, F., Steel, R.J., Li, Y., 2016. Petrography and geochemistry of the Late Cretaceous redbeds in the Gan-Hang Belt, southeast China: implications for provenance, source weathering, and tectonic setting. *Int. Geol. Rev.* 58, 1196-1214.
- Christopher, R.G., Elderfield, H., 1990. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules. *Paleoceanography* 5, 823-833.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 59, 2919-2940.

- Crevenna, A., 2013. Análisis de la Vulnerabilidad y Capacidad de Adaptación al Cambio Climático en los Sectores más Relevantes del Estado de Veracruz. Academia Nacional de Investigación y Desarrollo A.C. 1-86.
- Cullers, R.L., Basu, A., Suttner, L.J., 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco root batholith, Montana, USA. *Chem. Geol.* 70, 335-348.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian - Permian age, Colorado, U.S.A.: Implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181-203.
- Cullers, R.L., Chaudhuri, S., Kilbane, N., Koch, R., 1979. Rare earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the USA. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 43, 1285-1302.
- Darnell, R.M., R.E. Defenbaugh, 1990. Gulf of Mexico: Environmental Overview and History of Environmental Research. *American Zoologist* 30:3-6. Donnelly, T.W. 1975. Plenum Press, NY, p. 666-668.
- Dey, S., Rai, A.K., Chaki, A., 2009. Palaeoweathering, composition and tectonics of provenance of the Proterozoic intracratonic Kaladgi-Badami basin, Karnataka, southern India: Evidence from sandstone petrography and geochemistry. *J. Asian Earth Sci.* 34, 703-715.
- Dinis, P., Oliveira, A., 2016. Provenance of Pliocene clay deposits from the Iberian Atlantic Margin and compositional changes during recycling. *Sediment. Geol.* 336, 171-182.
- Dickinson WR 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *J Sediment Petrol* 40: 695-707.
- Dickinson WR 1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: Zuffa GG, editor. *Provenance of Arenites: NATO ASI Series, C 148*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 333-363.
- Ding, X., Tian, J., Chen, J., Yao, J., Deng, X., Li, Y., 2015. Paleogeographic framework and provenance features during Late Triassic Chang 9 time of the Yanchang Formation, Ordos Basin, China. *Arab. J. Geosci.* 8, 6731-6743.
- Divins, D.L. 2009. Total sediment thickness of the world's ocean and marginal seas. [<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.html> revisado 16/03/2009]
- Dorado-Castro, Antonio., 2015. Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. Madrid, España. Paraninfo.
- Dostal, J., Keppie, J.D., 2009. Geochemistry of low-grade clastic rocks in the Acatlán Complex of southern Mexico: Evidence for local provenance in felsic-intermediate igneous rocks. *Sedimentary Geology*, 222, 241-253.

- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Armstrong-Altrin, J.S., 2011. Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidence for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 61, 142-159.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Adabi, M.H., Sadeghi, A., Houshmandzadeh, A., 2015. Provenance of Neoproterozoic sedimentary basement of northern Iran, Kahar Formation. *J. Afr. Earth Sci.* 111, 54-75.
- Fan, X., Liu, G., Sun, R., Sun, M., 2015. Geochemical characteristics of argillaceous rocks in Permian coal-bearing strata in Huainan and their geological implications. *Earth Sci. Front.* 22 (4), 299-311.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1987. Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt. *J. Petrol.* 28, 171-209.
- Fifield, L. K., 1999. Accelerator mass spectrometry and its applications. Department of nuclear physics, Research school of physical sciences and engineering, Australian national University, 62, 52. 1990, Research school of physical sciences and engineering.
- Folk RL 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology* 6, 73-96.
- Fyfe, W.S., 1981. *Introducción a la Geoquímica*. Valencia, España, Reverté.
- Gassóns, Guillermo., 2006, *Potencial Vulcano Espeleologico, Los Tuxtlas, Reserva de la Biosfera, Exploraciones de México*.Gutiérrez- García, Climate and climate change in the region of Los Tuxtlas Veracruz, Mexico. A statistical analysis, 2011, Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A.B., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochem. Geophys. Geosy.* 4, 1-33.
- Hallberg, R.O., 1976. A geochemical method for investigation of paleoredox conditions in sediments. *AmBio Special Report*, pp. 139-147.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55(3-4), 319-322.
- Herron, M. M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58 (5): 820-829.

- Hayashi, K-I., Fujisawa, H., Holland, H.D., Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 16(19), 4115-4137.
- Hegde, V.S., Chavadi, V.C., 2009. Geochemistry of late Archaean metagreywackes from the Western Dharwar Craton, South India: Implications for provenance and nature of the Late Archaean crust. *Gondwana Res.* 15(2), 178-187.
- Hernández-Hinojosa, V., Montiel-García, P.C., Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Kasper-Zubillaga, J.J. 2018. Textural and geochemical characteristics of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, vol. 13(1), pp. 161-174
- Ingersoll RV, Bulard TF, Ford RL, Grimm JP, Pickle JP, Sares SW (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point counting method. *J Sediment Petrol* 54: 103-116.
- Joan-Carles Melgarejo, Joaquín., A. Proenza, Salvador Galí., Xavier Llovet., 2010. Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62, 23. 2008, Universitat de Barcelona.
- Jones, B., Manning, D.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in Ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111, 111-129.
- Khan, T., Khan, M.S., 2015. Clastic rock geochemistry of Punagarh basin, trans-Aravalli region, NW Indian shield: implications for paleoweathering, provenance, and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 8, 3621-3644.
- Le Roy, C., Rangin, C., le Pichon, X., Ngoc, H.N.T., Andreani, L. & Aranda-Garcia, M., 2008. Neogene crustal shear zone along the western Gulf of Mexico margin and its implications for gravity sliding processes. Evidences from 2D and 3D multichannel seismic data. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 179 (2), 175–193.
- Luhr, J.F., Kimberly, P., Siebert, L, Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Kysar Mattiotti, G., 2006. México's Quaternary volcanic rocks: Insights from the MEXPET petrological and geochemical database. In: Siebe, C., Macías, J.L. and Aguirre-Díaz, G.J. (Eds.), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico*. Geological Society of America Special Paper 402, p. 1-44.
- Li, B., Zhuang, X., Liu, X., Wu, C., Zhou, J., Ma, X., 2016. Mineralogical and geochemical composition of Middle Permian Lucaogou Formation in the southern Junggar Basin, China: implications for paleoenvironment, provenance, and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* vol. 9:174. DOI 10.1007/s12517-015-2154-3.

- López, J.M.G., Bauluz, B., Fernández-Nieto, C., Oliete, A.Y., 2005. Factors controlling the trace-element distribution in fine-grained rocks: the Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chem. Geol.* 214, 1-19.
- Madhavaraju, J., 2015. Geochemistry of late Cretaceous sedimentary rocks of the Cauvery Basin, south India: constraints on paleoweathering, provenance, and end Cretaceous environments. *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications*, pp. 185-214. DOI: 10.1016/B978-0-12-419968-2.00008-X.
- Madhavaraju, J., Ramírez-Montoya, E., Monreal R., González-León, C.M., Pi-Puig, T., Espinoza-Maldonado, I.G., Grijalva-Noriega, F.J., 2016. Paleoclimate, paleoweathering and paleoredox conditions of Lower Cretaceous shales from the Mural Limestone, Tuape section, northern Sonora, Mexico: Constraints from clay mineralogy and geochemistry. *Rev. Mex. Cien. Geol.* (in press).
- Martin, R.G., 1975. Geophysical studies in the Gulf of Mexico. Chapt. 5, Origin of the Gulf of Mexico. In: Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G. (eds.). *The ocean basins and margins*, vol. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, NY, pp. 97-99.
- Martinez, N.C., Murray, R.W., Thunel, R.C., Peterson, L.C., Muller-Karger, F., Lorenzoni, L., Astor, Y. and Varela, R., 2010. Local and regional geochemical signatures of surface sediments from the Cariaco Basin and Orinoco Delta, Venezuela. *Geology* 38(2), 159-162.
- Maslov, A.V., Podkovyrov, V.N., Mizens, G.A., Nozhkin, A.D., Fazliakhmetov, A.M., Malinovsky, A.I., Khudoley, A.K., Kotova, L.N., Kuptsova, A.V., Gareev, E.Z., Zainullin, R.I., 2016. Tectonic setting discrimination diagrams for terrigenous rocks: a comparison. *Geochem. Int.* 54 (7), 569-583.
- McLennan, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influences of provenance and sedimentary processes, In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. *Miner. Soc. Amer.*, v. 21, pp. 169-200.
- McLennan, S.M. 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosys.* 2, paper number 2000GC000109 [8994 words, 10 figures, 5 tables]. Published April 20, 2001.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.t. y Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 54, pp. 2015–2050.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. y Hanson, G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, v. 284, pp. 21–40.

- Milodowski, A.E. y Zalasiewicz, J.A. 1991. Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite/hemipelagic sequences of Llandovery age from central Wales. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W (Eds.), Development in sedimentary provenance studies. Geol. Soc. Spec. Pap., v. 57, pp. 101-124.
- Moradi, A.V., Sarı, A., Akkaya, P., 2016. Geochemistry of the Miocene oil shale (Hançili Formation) in the Çankırı-Çorum Basin, Central Turkey: Implications for Paleoclimate conditions, source–area weathering, provenance and tectonic setting. *Sedimentary Geology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.05.002>.
- Morford, J.L., Emerson, S., 1999. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 63, 1735-1750.
- Mortazavi, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Nadjafi, M., 2014. Geochemistry of the Late Jurassic-Early Cretaceous shales (Shurijeh Formation) in the intercontinental Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran: implication for provenance, source weathering, and paleoenvironments. *Arab. J. Geosci.* 7 (12), 5353-5366.
- Murray, R.W., Leinen, M., 1996. Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 60, 3869-3878.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Armstrong-Altrin, J.S., Nagendra, R., 2011. Geochemistry of Neoproterozoic limestones of Shahabad Formation, Bhima basin, Karnataka, Southern India. *Geosci. J.* 15, 9-25.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L., Hidalgo-Moral, E.L., Dodge-Wan, D., Taib, N.I., 2015. Provenance and tectonic setting of Miocene siliciclastic sediments, Sibuti Formation, northwestern Borneo. *Arab. J. Geosci.* 8, 8549-8565.
- Nath, B.N., Bau, M., Ramalingeswara Rao, B., Rao, Ch.M., 1997. Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 61, 2375-2388.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C.M., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P., 2007. Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos* 93, 149-174.
- Prego, R., Caetano, M., Bernardez, P., Brito, P., Ospina-Alvarez, N., Vale, C., 2012. Rare earth elements in coastal sediments of the northern Galician Shelf: Influence of geological features. *Cont. Shelf Res.* 35, 75-85.
- Ramos-Vázquez, M., Armstrong-Altrin, J.S., Rosales-Hoz, L., Machain-Castillo, M.L., and Carranza-Edwards, A. 2017. Geochemistry of deep-sea sediments in two cores

retrieved at the mouth of the Coatzacoalcos river delta, Western Gulf of Mexico, Mexico. *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 10 (6), 148.

- Riquier, L., Tribouvillard, N., Averbuch, O., Devleeschouwer, X., Riboulleau, A., 2006. The late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains, Germany: two oxygen-deficient periods resulting from different mechanisms. *Chem. Geol.* 233 (1), 137-155.
- Robin, C., 1982. Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (Axe Transmexicain et Province Alcaline Oriental): *Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand II France*. Ph.D. Thesis, 503 p.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S., 2005. The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian submarine continental Arc in East-Central Mexico. *Int. Geol. Rev.* 47, 901-919.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.* 94, 635-650.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discrimination function analysis of major element data. *Chem. Geol.* 67, 119-39.
- Rousseau, J.J., 1998. *Basic Crystallography*. John Wiley and sons, Inc. Chichester, England. 414 p.
- Salinas-Prieto, José., 2015, *Boletín de Oleaje*, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Schaaf, P., Carrasco-Núñez, G., 2010. Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 197, 108-122.
- Siebert, L., Carrasco-Núñez, G., 2002. Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 115, 179-205.
- Silva, M.M.V.G., Pinto, M.M.S.C., Carvalho, P.C.S., 2016. Major, trace and REE geochemistry of recent sediments from lower Catumbela River (Angola). *J. Afr. Earth Sci.* 115, 203-217.
- Simeon-Cañas, José., 2007. Análisis de tamaño de partículas por tamizado en agregado finoy grueso y determinación de material más fino que el tamiz nO. 200 (75 µM) en agregado mineral por lavado. *Universidad Centroamericana*, 1, 15. 2003, American Society for Testing and Materials.
- Spalletti, L.A., Limarino, C.O., Piñol, F.C., 2012. Petrology and geochemistry of Carboniferous siliciclastics from the Argentine Frontal Cordillera: A test of methods

- for interpreting provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 36, 32-54.
- Taylor, S.R., y McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Tripaldi, A., Ciccioi, P.L., Alonso, M.S., Forman, S.L., 2010. Petrography and geochemistry of late Quaternary dune fields of western Argentina. Provenance of aeolian materials in southern south America. *Aeolian Research*, 2(1), 33-48.
- Terentiev, R.A., Santosh, M., 2016. Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics, *Int. Geol. Rev.* 58, 1108-1126.
- Tetiker, S., Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2015. Evidence of the diagenetic history of sediment composition in Precambrian-early Paleozoic rocks: a systematic study from the Southeast Anatolian Autochthon, Mardin (Derik-Kızıltepe), Turkey. *Arab. J. Geosci.* 8, 11261-11278.
- Tobia, F.H., Aswad, K.J., 2015. Petrography and geochemistry of Jurassic sandstones, Western Desert, Iraq: implications on provenance and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 8(5), 2771-2784.
- Uchupi, E., 1975. Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. In: Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G. (eds.) *The ocean basins and margins*, vol. 3: *The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Plenum Press, NY. 706 p.
- Valdés, J., 2004. Sedimentos marinos. *Geología Marina de Chile*, 6, 12. 1987. Divins, D.L.
- Valdés J. y Sifeddine A., 2009. Composición elemental y contenido de metales en sedimentos marinos de la bahía Mejillones del Sur, Chile, Evaluación ambiental de la zona costera”, *Lat. Am. J. Aquat. Res.* 37, 131-141.
- Valentinuzzi, María Cecilia., 2008. Análisis por fluorescencia de rayos x: implementación de guías de haces en reflexión total. *Universidad Nacional de Cordoba*, 62, 111. 2008.
- Vázquez-Botello, A., S., Villanueva-Fragoso y L. Rosales-Hoz, 2004. Distribución y contaminación de metales en el Golfo de México. P. 683-712. In M. Caso, I. Pisanty, y E. Ezcurra. *Diagnóstico Ambiental del Golfo de México*. Tomo I. SEMARNAT, INE, Instituto de Ecología, A.C., Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies.
- Verma, S.P., 2000. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Hornos caldera, Puebla, Mexico. *Chem. Geol.* 164(1-2), 35-60.
- Verma, S.P., 2001a. Geochemical evidence for a Rift-Related Origin of bimodal volcanism at Meseta Río San Juan, North-Central Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 43, 475-493.

- Verma, S.P., 2001b. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 43, 31-51.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.* 355, 117-180.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2016. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sediment. Geol.* 332, 1-12.
- Wignall, P.B., Myers, K.J., 1988. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks, a new approach. *Geology* 16, 452-455.
- Xie, Y., Chi, Y., 2016. Geochemical investigation of dry- and wet-deposited dust during the same dust-storm event in Harbin, China: Constraint on provenance and implications for formation of aeolian loess. *J. Asian Earth Sci.* 120, 43-61.
- Yu, L., Zou, S., Cai, J., Xu, D., Zou, F., Wang, Z., Wu, C., Liu, M., 2016. Geochemical and Nd isotopic constraints on provenance and depositional setting of the Shihuiding Formation in the Shilu Fe-Co-Cu ore district, Hainan Province, south China. *J. Asian Earth Sci.* 119, 100-117.
- Zaid, S.M., 2015a. Geochemistry of sands along the Ain Soukhna and Ras Gharib beaches, Gulf of Suez, Egypt: implications for provenance and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 8, 10481-10496.
- Zaid, S.M., 2015b. Integrated petrographic, mineralogical, and geochemical study of the Late Cretaceous-Early Tertiary Dakhla shales, Quseir-Nile valley Province, central Egypt: implications for source area weathering, provenance, and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 8, 9237-9259.
- Zavala-Hidalgo, SL Morey, JJ O'Brien., 2003. *Journal of Geophysical Research: Oceans.*
- Zavala, Jorge., 2005. Caracterización y regionalización de los procesos oceanográficos de los mares mexicanos, CONABIO.
- Zou, J., Shi, X., Zhu, A., Chen, M-T., Kao, S., Wu, Y., Selvaraj, K., Scholz, P., Bai, Y., Wang, K., Ge, S., 2015. Evidence of sea ice-driven terrigenous detritus accumulation and deep ventilation changes in the southern Okhotsk Sea during the last 180 ka. *J. Asian Earth Sci.*, 114, 541-548.