



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología**

**Investigación de Sedimentos de un Núcleo Colectado al SE de la Isla  
Clarión, en la Zona Económica Exclusiva de México.**

**TESIS**  
**que para optar el grado de**  
**Maestría en Ciencias**

**PRESENTA**  
**ING. MARIO ISLAS BLANCO**

**DIRECTOR DE TESIS:**  
**Dr. Arturo Carranza Edwards**  
**Instituto de Ciencias del Mar Limnología**

**COMITÉ TUTORAL:**  
**Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz**  
**Instituto de Ciencias del Mar Limnología.**  
**Dr. Antonio Zoilo Márquez García**  
**División de Ciencias Biológicas y de la Salud, UAM Iztapalapa.**  
**Dra. Elena Centeno García**  
**Instituto de Geología.**  
**Dr. John S. Armstrong-Altrin**  
**Instituto de Ciencias del Mar Limnología.**

**México D. F.**

**Diciembre 2012**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

## **AGRADECIMIENTOS.**

Este es un agradecimiento a todos los que intervinieron en este trabajo que hoy se ve finalizado. Al primero que quiero agradecer es al Posgrado e Instituto de ciencias Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México por el apoyo brindado a lo largo de mis estudios de Maestría e instalaciones en las cuales pude realizar todo el trabajo necesario para lograr alcanzar mi objetivo de la realización de mi tesis en especial al laboratorio de sedimentología en el cual desarrolle el mayor trabajo para la realización de esta tesis.

Así mismo agradezco a CONACyT por la beca otorgada para seguir desarrollando mis estudios de Maestría. Del mismo modo agradezco al Proyecto PAPIT por su apoyo económico a través del proyecto IN105710, titulado: "Investigación sobre el origen de nódulos polimetálicos y la composición de sedimentos asociados en el Pacífico mexicano".

También doy agradecimiento afectuoso al DR. Arturo Carranza Edwards por darme la oportunidad de aceptarme como su alumno de Maestría y de brindarme su tiempo, apoyo y asesoría para la realización de esta tesis que hoy se ve terminada y extendiendo estos agradecimientos a todas las personas que intervinieron en el desarrollo de esta tesis comenzando por los miembros de mi comité tutorial: Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz, Dr. Antonio Zoilo Márquez García, Dr. Armstrong Altrin John Sam Selvamony, ya que con su conocimiento y ayuda le dieron una mejor dirección y sentido a esta tesis.

Así mismo quiero agradecer a las personas que intervinieron en el desarrollo de esta tesis ya que su contribución fue fundamental como es el caso del M. en C. Eduardo Morales de la Garza por la realización de los análisis granulométricos en el Laboratorio de Sedimentología del ICML, al Sr. Ricardo Martínez Domínguez que me facilitó el trabajo en el laboratorio por proporcionarme su apoyo y amistad incondicional además de hacerme amena la estancia en el laboratorio a la Dra. Ligia Pérez Cruz de la Nucleoteca del Instituto de Geofísica de la UNAM por orientarme y enseñarme a medir la susceptibilidad magnética del núcleo de sedimentos a la Dra. Leticia Rosales Hoz y a la Q.F.B. Susana Santiago Pérez por la facilitación de las instalaciones del laboratorio de Química Acuática del ICML; a la

Licenciada Yolanda Hornelas Orozco que nos permitió conocer el universo que se esconde en los sedimentos a través de la Microscopía Electrónica de Barrido del ICML y por ultimo al Dr. Liberto de Pablo Galán en la obtención de análisis e interpretación de arcillas en el laboratorio de Difracción de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM.

## **Dedicatoria.**

Hoy concluye una etapa más de mi vida y doy Gracias a Dios por permitirme este tipo de experiencias ya que nos brindan sabiduría y fuerza para emprender otros retos y seguir aprendiendo de la vida.

De igual forma agradezco a todos los que están conmigo familiares y amigos ya que con su apoyo me dan la fuerza para seguir adelante y no rendirme porque sé que en el momento que yo tenga un tropiezo ellos me brindaran una mano para levantarme.

Esta tesis se la dedico a mis padres ya que son los pilares que me sostienen y me dan fuerza para nunca rendirme y ser paciente ya que los logros llevan un proceso y que cuando se logran los disfrutas más.

A la mujer de mi vida que ha estado conmigo cuando más la he necesitado y que me ha dado la satisfacción primero de compartir conmigo la vida en pareja donde se sufren enojos y pelus pero también las alegrías y dichas como la de ser padre que es lo más hermoso que me ha pasado.

Y principalmente a mis bebés:

Santiago Mauricio que me brinda la oportunidad de educarlo y guiarlo y que parte de este logro se lo debo principalmente a él ya que me acompañó gran parte de este proceso y que por él nunca me di por vencido al contrario me dio fuerza para salir adelante ante cualquier adversidad.

Y a mi segundo hijo al cual ya lo esperamos con ansias y con ganas de disfrutarlo y convivir con él como una familia completa.

A mis hermanos Carina y Humberto con lo que siempre he contado y contare y que siempre amare ya que las experiencias que he vivido y sus consejos me han ayudado a ver la vida con felicidad. A mis sobrinos (Alexa Dayanna, Andrea Nahomi, Andrea Danahe, Alessandra Michel, Eros Joshua, Dilan Josafat, Johan) que me brindan amor y compañía y me hacen pasar momentos alegres y que con su inocencia me alegran hasta los días más oscuros y tristes.

Gracias Dios mío por iluminar mi vida y darme la oportunidad de ser Padre.

## Índice

	Pág.
<b>RESUMEN</b>	1
<b>INTRODUCCIÓN</b>	2
<b>ANTECEDENTES</b>	3
<b>HIPÓTESIS Y OBJETIVOS</b>	
Hipótesis	10
Objetivo general	10
Objetivos particulares	10
<b>ÁREA DE ESTUDIO</b>	
Localización	11
Relieve submarino	11
Isla Clarión	13
Corrientes oceánicas superficiales	13
Corrientes oceánicas profundas	14
Circulación atmosférica	16
<b>MATERIAL Y MÉTODOS</b>	
Trabajo de Campo	17
Trabajo de Laboratorio	17
Color del sedimento	18
Susceptibilidad magnética	19
Análisis granulométrico y parámetros texturales	20
Difracción de rayos X	21
Petrografía de la fracción arenosa	22
Elementos mayores y traza en muestra total	23

<b>RESULTADOS</b>	
Color del sedimento	23
Susceptibilidad magnética	26
Análisis granulométrico y parámetros texturales	29
Difracción de rayos X	35
Análisis mineralógico de muestra total por difracción de rayos X	35
Análisis mineralógico en la fracción arcillosa por difracción de rayos X	37
Análisis mineralógico en la fracción limosa por difracción de rayos X	38
Petrografía de la fracción arenosa	40
Elementos mayores y traza en muestra total	45
<b>DISCUSIÓN DE RESULTADOS</b>	47
<b>CONCLUSIONES</b>	66
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	68
<b>ANEXOS</b>	76

## Índice de Figuras

	Pág.
Figura 1. Distribución de los depósitos de Nódulos Polimetálicos al Oeste de América del Norte (en color naranja las concentraciones mayores y en color amarillo las concentraciones menores) modificada de Brown <i>et al.</i> (1989).	8
Figura 2. Ubicación de los núcleos 159 (DSDP) de Ross Heath <i>et al.</i> (1973); y de los núcleos BAP 83-3 y BAP 83-13 de la campaña BAP 83 (Martínez-López y Molina-Cruz, 1989).	8
Figura 3. Ubicación del núcleo colectado en la estación 11 de la Campaña Oceanográfica MIMAR VI (en Google 2009).	11
Figura 4. Relieve del piso marino en los alrededores de la estación 11.	12
Figura 5. Corrientes marinas superficiales de California (verde) y Norecuatorial (anaranjado) (Modificada de Aguirre-Gómez, 2001) por Islas-Blanco con colaboración de Ferreira -Hernández.	14
Figura 6. Masas de agua en el Océano Pacífico (tomada de Pinet, 2000).	15
Figura 7. Diagrama de la metodología que se llevó a cabo para la obtención de los análisis y resultados del presente estudio.	18
Figura 8. Fotografía del núcleo colectado en la estación 11 de la Campaña MIMAR VI; a) en fresco y b) en seco, de acuerdo con los colores de la Tabla de Münsell (1975).	26
Figura 9. Susceptibilidad magnética obtenida de un total de 574 mediciones a lo largo del núcleo de la estación 11, así como la ubicación de horizontes pequeños nódulos polimetálicos.	28
Figura 10. Porcentaje de arcillas a lo largo del núcleo de la estación 11.	29
Figura 11. Porcentaje de limos a lo largo del núcleo de la estación 11.	30
Figura 12. Porcentaje de arenas a lo largo del núcleo de la estación 11.	31
Figura 13. Triángulos de clasificación por porcentajes de arcilla, limo y arena según Folk (1974) y Shepard (1954).	32
Figura 14. a) Tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ), b) desviación gráfica	



inclusiva ( $\sigma_1\phi$ ), c) grado de asimetría gráfica inclusiva ( $Sk_I$ ) y	
d) curtosis gráfica ( $K_G$ ), del núcleo de la estación 11.	34
Figura 15. Imagen de líticos volcánicos (A) de color pardo y micronódulos de color negro (B) en la fracción arenosa del intervalo 44-45 cm.	42
Figura 16. Imagen de dos micronódulos tomadas con la microsonda de barrido. A lo largo del núcleo de la estación 11 se observaron en abundancia y en proporciones similares.	43
Figura 17. Se muestran tres imágenes de microscopía electrónica de barrido. A la izquierda y parte central se encuentran dos radiolarios del tipo naselario y a la derecha un radiolario espumelario, ambos frecuentes a lo largo del núcleo de la estación 11.	43
Figura 18. Diatomea central común a lo largo del núcleo de la estación 11.	44
Figura 19. Algunos elementos mayores normalizados con respecto a MORB representados por el eje X.	54
Figura 20. Diagrama de dispersión de $Al_2O_3$ (%) vs $SiO_2$ (%).	56
Figura 21. Elementos traza del núcleo de la estación 11 normalizados con respecto a MORB. El eje X corresponde a valores de MORB.	60
Figura 22. Esquema tridimensional donde se muestran las posibles fuentes involucradas en el aporte de sedimentos al punto de estudio elaborado por Islas-Blanco y colaboración de Ferreira-Hernández.	64
Figura 23. Comparación de algunos elementos mayores y traza con la susceptibilidad magnética.	65

## Índice de Tablas

	Pág.
Tabla 1. Color del sedimento y de lentes observados en fresco (Münsell Color Company, 1975) del núcleo de la estación 11.	25
Tabla 2. Color del sedimento y de lentes observados en seco (Münsell Color Company, 1975) del núcleo de la estación 11.	25
Tabla 3. Resumen de porcentajes máximos, mínimos, promedio y desviación estandar de arena, limo y arcilla del núcleo de la estación 11.	31
Tabla 4. Valores máximos, mínimos, promedio y desviación estandar de los parámetros texturales (n = 287) del núcleo de la estación 11.	34
Tabla 5. Difracción de rayos X en cinco muestras seleccionadas (muestra total) del núcleo de la estación 11.	35
Tabla 6. Análisis cualitativo observado en el difractograma de las fases mineralógicas de muestra total del núcleo de la estación 11.	37
Tabla 7. Constituyentes mineralógicos dominantes en la fracción arcillosa de tres muestras, determinados mediante difracción de rayos X del núcleo de la estación 11.	38
Tabla 8. Constituyentes mineralógicos dominantes en la fracción limosa, determinados mediante difracción de rayos X del núcleo de la estación 11.	39
Tabla 9. Análisis cualitativo observado en el difractograma de las fases mineralógicas en la fracción limosa del núcleo de la estación 11.	40
Tabla 10. Resultados del conteo petrográfico de la fracción arenosa del núcleo de la estación 11, se resaltan en negritas los valores mayores que el promedio.	41
Tabla 11. Resumen de porcentaje de biógenos, volcánicos, autógenos e hidrotermales en la fracción arenosa del núcleo de la estación 11, se resaltan en negritas los valores mayores que el promedio.	43
Tabla 12. Elementos mayores (%) en diversos niveles del núcleo de la estación 11, se resaltan los valores mayores que el promedio.	45

Tabla 13. Elementos traza (ppm) en diversos niveles del núcleo de la estación 11, se resaltan los valores mayores que el promedio.	46
Tabla 14. Resumen de las características físicas de los paquetes del núcleo de la estación 11	47
Tabla 15. Valores de elementos mayores de Mid Oceanic Ridge Basalt (MORB) (Taylor y McLennan, 1985).	51
Tabla 16. Valores normalizados de los elementos mayores del núcleo de la estación 11 con respecto a MORB.	52
Tabla 17. Comparación de los porcentajes promedio del núcleo de la estación 11 y análisis de rocas del Archipiélago de Revillagigedo, obtenidos en la literatura.	55
Tabla 18. Valores de elementos traza de MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) (Taylor y McLennan, 1985).	57
Tabla 19. Valores de elementos traza del núcleo de la estación 11 normalizados con respecto a MORB.	59

## RESUMEN

El estudio de sedimentos de mar profundo es importante pues ya que pueden registrar eventos ocurridos durante su depósito. Los sedimentos pelágicos del Pacífico, conocidos antes como arcillas rojas, están constituidos principalmente por limos y arcillas con bajas concentraciones de arenas. En esta tesis el objetivo general es contribuir al conocimiento de una secuencia sedimentaria dentro de la Zona Económica Exclusiva de México, al Sur de la Isla Clarión. Con tal motivo se realizaron análisis de susceptibilidad magnética, granulometría, difracción de rayos X (en muestra total, en fracción limosa y en fracción arcillosa), petrografía de la fracción arenosa y fluorescencia de rayos X en muestra total. Esto permitió diferenciar diversas características con la finalidad de establecer el origen de sus principales constituyentes. Se utilizó un núcleo colectado en la estación 11 de la Campaña Oceanográfica MIMAR VI, a bordo del B/O El Puma en febrero de 2009. La susceptibilidad magnética presentó variaciones en relación con el contenido de micronódulos polimetálicos y de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (que al ser móvil pudo migrar y formar compuestos) enmascaraban las mediciones de susceptibilidad magnética. El tamaño dominante a lo largo del núcleo fue el limo, el cual está mal clasificado, es simétrico y varía entre platicúrtico y mesocúrtico. Tanto en muestra total como en la fracción limosa las fases mineralógicas están representadas por cuarzo, plagioclasa intermedia, barita. La mineralogía mostrada por los picos de los difractogramas de rayos X de muestra total es dominante en cuarzo, plagioclasas intermedias y barita. La fracción arcillosa está compuesta, en orden de abundancia, por esmectita, illita y caolinita. La primera es la más abundante y supone influencia volcánica; la presencia de la segunda y la tercera sugieren aporte terrígeno. En la fracción arenosa se observaron micronódulos polimetálicos, radiolarios, diatomeas, cuarzo, fragmentos de roca y feldespatos; los cuales son minerales autógenos, biógenos, hidrotermales y/o volcánicos. Por su color se pudieron separar tres paquetes de sedimentos: 1) el inferior de color castaño, susceptibilidad alta, concentraciones altas de limo, 2) el intermedio tiene colores castaños, bajos en susceptibilidad magnética y 3) el paquete de la parte superior tiene colores rojizos y susceptibilidad más baja, con un incremento de arcilla. La fracción limosa presenta características composiciones y texturales muy parecidas a las de la muestra total, lo que se explica porque la concentración de limos es la dominante. Por otro, lado la mala clasificación del sedimento y el hecho de que casi la mitad de los sedimentos del núcleo sean platicúrticos, indica que hay diferentes fuentes de sedimentos. La petrografía de la fracción arenosa indica que hay fuentes de procedencia volcánica (fragmentos de roca y feldespatos), autógena (nódulos y micronódulos), y biógena (radiolarios y diatomeas) e hidrotermales (bario y sílice). Los elementos mayores indican que la mayor parte de los sedimentos son de procedencia volcánica. Los elementos traza indican que además de la procedencia volcánica se tiene en menor cantidad aporte de sedimentos hidrotermales y autógenos. De esta forma los sedimentos del núcleo de la estación 11 presenta diversas mezclas de sedimentos y materiales derivados de fuentes volcánicas, autógenas, biogénas, terrígenas e hidrotermales.

**Palabras Clave:** Sedimentos pelágicos, susceptibilidad magnética, Zona Económica Exclusiva de México, Océano Pacífico, sedimentos pelágicos, micronódulos polimetálicos, radiolarios, procedencia.

## INTRODUCCIÓN

La investigación geológica de las tierras emergidas tiene varios siglos de desarrollo sobre los recursos minerales, energéticos e hídricos. En México la investigación de la geología marina se inicia hace unos sesenta años con esfuerzos que se encaminaron primero en aguas someras y posteriormente hacia aguas profundas.

El principal interés de desarrollar investigaciones marinas es para conocer los recursos abióticos de los fondos marinos. Los países que conocen sus recursos energéticos y mineros estarán en mejor posición para aprovecharlos en un momento dado.

México cuenta con 2, 946,825 km<sup>2</sup> de superficie marina en la que puede explorar y explotar los recursos de los fondos marinos (Aguayo-Camargo y Trápaga, 2,000). Aunque se debe agregar que el fondo marino también se estudia para entender su comportamiento, evolución y cambios a lo largo del tiempo, y para ello se hace uso de diferentes disciplinas científicas.

Los sedimentos marinos pueden registrar eventos que indiquen las condiciones del piso oceánico durante el momento de su depósito. Por ello su estudio es muy importante para el conocimiento del fondo marino, ya que permite comprender los eventos geológicos que se presentan en el lecho marino.

En el presente trabajo se analiza un núcleo de sedimentos recolectado en el fondo marino a una profundidad de 3,800 m en el Océano Pacífico, durante la campaña MIMAR VI del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Se contó también con apoyo del proyecto PAPIIT número IN 105710 (“Investigación sobre el origen de los nódulos polimetálicos y la composición de sedimentos asociados en el Pacífico Mexicano”) de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) de la UNAM.

La finalidad de este estudio es analizar los componentes presentes en el sedimento, para tratar de comprender los diversos procesos que pudieron intervenir durante su depositación de los sedimentos marinos del mar profundo y la posible procedencia de los mismos, a partir del núcleo colectado en la estación 11 de la campaña MIMAR VI.

## ANTECEDENTES

En el Océano Pacífico se han realizado diversos trabajos debido a la gran riqueza de nódulos polimetálicos que guarda el fondo marino en especial en las latitudes comprendidas entre 40° N a 60° S, en particular porque estos constituyen un recurso potencial estratégico de interés internacional. No obstante su importancia, son escasos los estudios sedimentológicos realizados en los alrededores de la Isla Clarión, dentro de la zona económica exclusiva (ZEE) de México.

Según Griffin *et al.* (1968) los porcentajes promedio de arcillas en el Océano Pacífico Norte están conformados, en orden de abundancia por 40% illita, 35% esmectita, 18% clorita y 8% caolinita; los porcentajes de dichas arcillas los determinaron tomando en consideración la fuente y su transporte de los continentes hacia el océano, como son viento, ríos y glaciares.

Los sedimentos colectados en el núcleo 159 (1,048 Km al SO de la Isla Clarión) del Deep Sea Drilling Project (Ross Heath *et al.*, 1973) en la parte superior (0-18 m) están compuestos por sedimentos pelágicos de color pardo con algo de contenido silíceo, ricos en óxidos ferromagnesianos; en los sedimentos pertenecientes al Cuaternario aparecen radiolarios en la parte superior, pero están ausentes a mayor profundidad.

De acuerdo con Windom (1976) los sedimentos del Océano Pacífico normalmente tienen arcilla de tipo esmectita (>20%) y en la parte central del Océano Pacífico ecuatorial se encuentra la mayor proporción de esta (>50%).

Los sedimentos superficiales localizados entre la zona de Fractura Clarión y Clipperton en el Océano Pacífico, están constituidos de minerales arcillosos, autógenos, cuarzo, feldespato, microfósiles silíceos, vidrio volcánico, hidróxidos y óxidos de Fe y Mn, micronódulos de manganeso y en menor cantidad apatito, zeolitas y minerales opacos (Hein *et al.*, 1979a; Piper *et al.*, 1979).

Hein *et al.* (1979b) y Hoi-Soo *et al.* (1998) encontraron que las arcillas presentes entre la Zona de Fractura Clarión y Clipperton por orden de abundancia son: illita, clorita, caolinita y esmectita. Por su parte Hein *et al.* (1979b) considera que las tres primeras arcillas mencionadas con anterioridad son de origen eólico y la cuarta de origen autógeno. Así

mismo observó que el porcentaje de esmectita aumentaba con respecto a la profundidad; y que hacia el Oeste del área de estudio la illita y la esmectita tenían abundancias similares, mientras que en el Este la esmectita es más dominante.

A los sedimentos depositados en el fondo marino se les denomina *sedimentos pelágicos* y generalmente están constituidos por arcillas rojas, ooze (radiolarios, diatomeas y foraminíferos) y fracciones detríticas. Las características principales de estos sedimentos es su baja tasa de sedimentación y poco contenido de materia orgánica debidas a la alta profundidad en la que se encuentran. Las arcillas rojas pertenecen a los depósitos pelágicos, con un tamaño de grano extremadamente fino y tienen un color pardo debido a los óxidos de hierro que contienen. Los principales constituyentes de las arcillas rojas son varios tipos de arcilla así como minerales de grano fino como cuarzo, feldespato, piroxeno, polvo volcánico y cósmico, dientes y huesos de peces y micronódulos, además de un bajo contenido de carbonato de calcio (Kennett, 1982). Normalmente las arcillas vienen asociadas con cantidades de limos que en ocasiones les superan y por ello se les conoce también como lodos pelágicos o simplemente sedimentos pelágicos.

Rothwell (1989) clasifica a los sedimentos según su origen en detrítico ó terrígeno, vulcanogénico, biogénico, cosmogénico, autigénico e hidrotermal. Los de origen terrígeno son los que se forman en el continente por intemperismo mecánico y son transportados al océano por ríos, viento y icebergs, siendo el primero el más importante por la gran capacidad de transportar material intemperizado producto de rocas continentales las cuales son las que aporta el mineral más común encontrado en los fondos oceánicos como sucede con el cuarzo que tiene alta resistencia al intemperismo.

Los de origen volcanogénico son minerales ó mineraloides producto de actividad volcánica ya sea submarina ó terrestre que son aportados al fondo marino, como tefra, capas de pómez y flujos piroclásticos. El producto de la alteración de estos materiales volcánicos favorece el enriquecimiento de hierro, manganeso y otros metales. Los materiales volcánicos son unos de los principales constituyentes de los sedimentos del fondo oceánico (Rothwell, 1989).

Los sedimentos biogénicos son el producto de actividad biológica estos están compuestos por restos de microfósiles los cuales están constituidos principalmente de sílice y

carbonato, el enriquecimiento de estos sedimentos está relacionado a zonas de alta productividad biógena, en zonas que rebasan el nivel de compensación estos sedimentos están enriquecidos principalmente por biógenos silíceos (diatomeas y radiolarios) debido a la disolución del carbonato de calcio (Rothwell, 1989).

Los cosmogénicos son las partículas provenientes de espacio (esférulas de hierro-níquel y micro tectitas) estos entran a la atmosfera de la tierra en forma de polvo cósmico o meteoritos que al entrar en contacto con la atmosfera se desintegran y solo quedan pequeñas fragmentos o partículas, estos sedimentos son más comunes en zonas de baja sedimentación y lejanas al continente (Rothwell, 1989).

Los sedimentos autigénicos se pueden generar en el océano por medio de precipitados bioquímicos o en sedimentos oceánicos debido a la interacción del mar con los sedimentos o por soluciones intersticiales ricas en elementos que pueden formar minerales tales como nódulos polimetálicos ricos en manganeso y hierro, óxidos metálicos, sulfato de bario, aluminosilicatos, fosfatos y glauconita estos dos últimos en zonas de baja profundidad (Rothwell, 1989), además de minerales arcillosos formados *in situ*. Los sedimentos hidrotermales son los derivados de la precipitación de soluciones hidrotermales provenientes del piso oceánico como son las chimeneas hidrotermales, fisuras y centros de acreción oceánica los cuales llegan a formar importantes zonas de sedimentos metalíferos (Rothwell, 1989).

Yamamoto (1987) menciona que las arcillas pelágicas tienen espesores que varían de 50 a 100 m, en zonas amplias del Norte del Pacífico; dichas arcillas se caracterizan por minerales arcillosos autigénicos como la esmectita rica en hierro y las zeolitas. Las arcillas pelágicas son depósitos de minerales arcillosos autigénicos enriquecidos por ooze de radiolarios y pueden estar inter-estratificados con capas de pedernal, basalto y otros tipos de material volcánico.

Ziegler *et al.* (2007) mencionan que polvo atmosférico procedente de Asia puede llegar a transportarse y depositarse en el Océano Pacífico, la abundancia de la illita en el Pacífico ya se relacionaba por Griffin y Goldberg con el cuarzo desde 1963. Tanto la illita como el cuarzo se pueden asociar con la circulación atmosférica; esto implica que ambos serían de origen eólico (Heath, 1969; Windom, 1969). La caolinita es producto de la alteración de



feldespato y es transportada por el viento (Hein *et al.*, 1979b), mientras que la esmectita puede ser resultado de la alteración del intemperismo de rocas ígneas y piroclásticas aunque en ambientes marinos hay un aporte importante de la esmectita derivado de la degradación de los materiales volcánicos que están en contacto con el agua de mar (Griffin *et al.*, 1968; Betejtin 1970), por lo tanto es una arcilla indicativa de regímenes volcánicos. Hein *et al.*, (1979b) sugieren que el origen de la esmectita es autógeno debido a la alteración de materiales volcánicos provenientes de las islas volcánicas del pacífico medio, los cuales fueron posteriormente depositados por la acción de las corrientes de fondo.

Ramírez-Argáez (1987) y Lozano-Santa Cruz *et al.* (1989) determinaron que los sedimentos del Pacífico central mexicano se caracterizan por su color pardo oscuro, pardo amarillento oscuro y pardo amarillento muy oscuro, los cuales indican altas concentraciones de hierro en condiciones oxidantes. Los componentes principales del sedimento al Suroeste de la Isla Clarión se pueden agrupar en 4 conjuntos: productos de vulcanismo submarino (vidrio volcánico, palagonita y cuarzo), biógenos (diatomeas y radiolarios), autógenos (minerales opacos y óxidos) y minerales arcillosos (Ramírez-Argáez, 1987).

Los resultados de difracción de rayos X realizada en muestras de sedimentos del Pacífico central mexicano indican que la concentración de montmorillonita (esmectita) disminuye al aumentar la distancia al continente y al alejarse de la dorsal del Pacífico Oriental; y la presencia de montmorillonita se asocia con regiones donde existe actividad volcánica de tipo básica (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1989).

Rea y Hovan (1995), realizaron un estudio granulométrico en los sedimentos abisales del Pacífico Norte, el tamaño más fino reportado por dichos autores es de  $8\phi$ , y hacia la costa en el Norte y Oeste los tamaños son de 6 a  $7.5\phi$ . Mientras que los granos mejor clasificados se encuentran en la parte central y Este del pacífico Norte.

Las tasas de sedimentación son importantes en la interpretación de los sedimentos pelágicos. Tasas de sedimentación reportadas por Johnson (1972) en el Pacífico Ecuatorial oscilan entre 3 y 5 metros por cada millón de años pero solo en sedimentos recientes. Lisitsyn (1972) realizó un mapa de las tasas de sedimentación para el Océano Pacífico. En la parte correspondiente a la ZEE de México reporta una tasa de sedimentación para mar

profundo de  $< 1$  mm/1000 años. Ross Heath *et al.* (1973) realizaron un estudio paleontológico del núcleo 159 del DSDP (Fig. 2) localizado en el Océano Pacífico para el cual determinaron una tasa de sedimentación de 5 metros por cada millón de años en sedimentos del Cuaternario. Mientras que Molina-Cruz (1984) calcularon una tasa de sedimentación para el Holoceno de 5.4 cm/1000 años (en  $23^{\circ}15'N$ ,  $107^{\circ}36'O$ ) para el núcleo BAP 83-3 (Fig. 2) y 3.8 cm/1000 años ( $21^{\circ}30'N$ ,  $110^{\circ}20'O$ ) para el pozo BAP 83-13 (Fig. 2); dicha bioestratigrafía la definió basándose en el comportamiento estratigráfico de *Cycladophora davisiana*, radiolario que es considerado como indicador paleoceanográfico y estratigráfico.

De acuerdo con Addy (1978) la morfología común en los micronódulos son agregados botroidales y esféricos y su estructura consta de capas concéntricas de composición variable. Carranza-Edwards *et al.* (1987) colectaron nódulos polimetálicos cerca del área de estudio, obteniendo nódulos superficiales y sepultados tanto en las laderas, superficies de mesetas, planicie abisal ondulada y con lomeríos y en la planicie abisal con lomeríos y montañas. Los nódulos presentan textura granular y lisa; de diversas formas regulares, principalmente ovoides, elipsoides, lenticulares y geoides. Su densidad está comprendida entre 1.75 y 2.25 g/cm<sup>3</sup> y su tamaño presenta una dominancia dentro del rango de 1.13 a 4.25 cm, con un valor máximo de 13 cm y un mínimo de 0.7 cm.

Existen algunos mapas regionales sobre la distribución de los nódulos polimetálicos en los océanos Pacífico y Atlántico, su distribución se encuentra principalmente entre las latitudes de  $40^{\circ} N$  a  $60^{\circ} S$  y la mayor abundancia se encuentra en el Océano Pacífico, su mayor concentración está en la Zona Tropical (Brown *et al.*, 1989) y México por su posición geográfica cuenta con este recurso como se muestra en la Figura 1.

Las morfologías de micronódulos descritas por Banerjee e Iyer (1991) son diversas que van desde formas alargadas, subredondeadas, elípticas hasta botroidales donde se observó que los núcleos de dichos micronódulos están compuestos principalmente de las testas de radiolarios y diatomeas y que las cavidades de estos están rellenas de manganeso lo cual favorece el crecimiento de estos.

Pattan (1993) observó que en los sedimentos de la cuenca central de la India las principales morfologías de los micronódulos son muy similares a los nódulos polimetálicos pero a

menor escala (esférica, elíptica y botroidal) y su principal composición consta de Mn, Cu, Ni y Zn. La composición de los micronódulos depende del sitio de formación, los colores de estos pueden ser negro y castaño oscuro y sus morfologías varían entre esférica, botroidal, irregular y sub-esferoidal (Dekov *et al.*, 2003).

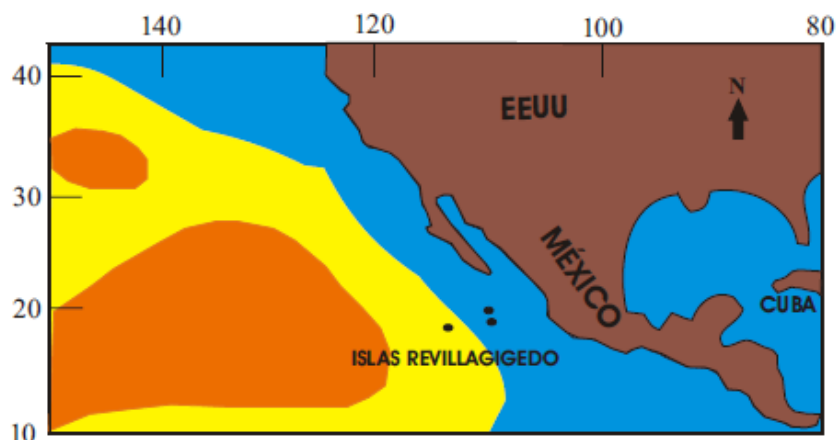


Figura 1. Distribución de los depósitos de Nódulos Polimetálicos al Oeste de América del Norte (en color naranja las concentraciones mayores y en color amarillo las concentraciones menores) modificada de Brown *et al.* (1989).

Según Carranza-Edwards y Rosales-Hoz (2003) los nódulos polimetálicos contienen: Fe (4.5 - 13.4%), manganeso (6.1 - 33.5%), cobre (0.16 - 0.82%), níquel (0.13 - 0.85%) y cobalto (0.05 - 0.24%). Los valores de cobre, níquel y cobalto observados en los nódulos polimetálicos de la zona económica exclusiva de México son de interés económico potencial.

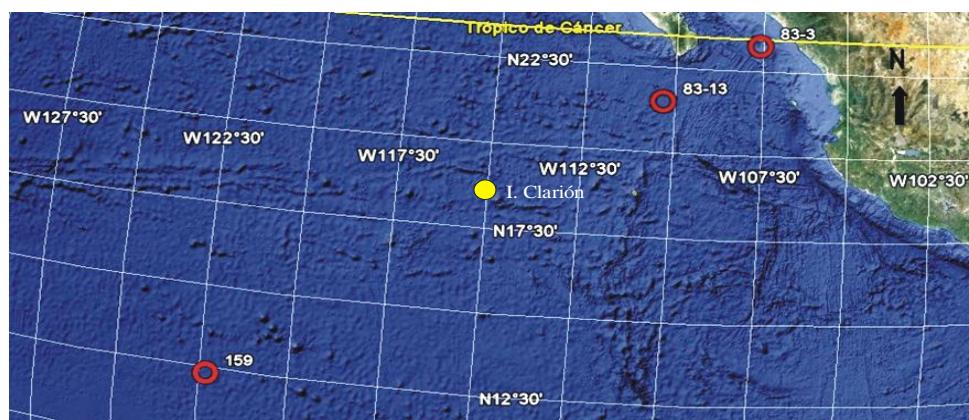


Figura 2. Ubicación del núcleo 159 (DSDP) de Ross Heath *et al.* (1973) y de los núcleos BAP 83-3 y BAP 83-13 de la campaña BAP 83 (Martínez-López y Molina-Cruz, 1989).

Blanchet *et al.* (2007), utilizaron la susceptibilidad magnética para observar la variación en las concentraciones de titano-magnetita relacionadas con el transporte fluvial desde fuentes terrígenas al Sureste de Baja California. Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi (2009) mencionan que la susceptibilidad magnética ayuda en las descripciones macroscópicas de unidades litológicas, la identificación de capas de tefra y la caracterización de las principales propiedades litológicas.

El aluminio es un metal no ferromagnético, que se encuentra en muchos silicatos (feldespatos, plagioclasas y micas), arcillas y una parte considerable se encuentra combinada naturalmente con el oxígeno. Las rocas ígneas contienen aluminio en forma de minerales de aluminio y silicatos (Gass *et al.*, 2002). Por ser un elemento que principalmente procede del continente la medición de este ha sido utilizado para inferir el aporte terrígeno en sedimentos marinos (Dean, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

El titanio es un metal de transición que no se encuentra libre en la naturaleza y casi siempre se encuentra en rocas ígneas y en sedimentos procedentes de éstas, micas y arcillas (Molera, 1990). La procedencia del titanio principalmente es terrígena este es incorporado al océano por los procesos de transporte ya conocido como el viento y ríos, aunque no hay que desestimar el aporte volcánico submarino (Zabel *et al.*, 1999), por lo que se considera como indicador de aporte terrígeno (Dean, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

El potasio es un elemento alcalino que se encuentra principalmente en micas, sales y glauconita. En sedimentos marinos los elementos mayores Al, Ti y K son indicadores de aporte terrígeno en los océanos (Dean, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Por último, el silicio es un metaloide que se presenta principalmente combinado con oxígeno formando silicatos ( $\text{SiO}_2$  comúnmente llamado sílice). Los silicatos están presentes en diversas rocas, minerales, arcillas, micas y arenas (Gillespie y Beltrán, 1990). Algunos organismos como los radiolarios, diatomeas y silicoflagelados contienen sílice en su esqueleto o conchas, por lo que el silicio puede ser de origen terrígeno y/o biogénico (Dean, 2006), para conocer su origen se correlaciona con otros elementos que permitan inferirlo.

## **HIPÓTESIS Y OBJETIVOS**

Los sedimentos pelágicos del núcleo colectado en el océano Pacífico pueden tener influencia de actividad volcánica tanto de montes submarinos próximos como de vulcanismo expuesto, que puede producir emisiones de cenizas pumíticas.

Además, se espera encontrar influencia autigénica y biogénica silíceo por la formación de nódulos polimetálicos y bajas tasas de sedimentación, respectivamente. No se descarta la influencia de sedimentos terrígenos muy finos transportados desde zonas desérticas.

### **Objetivo General**

Caracterizar los sedimentos del núcleo colectado, identificando sus constituyentes principales para diferenciar horizontes e inferir su posible procedencia.

### **Objetivos Particulares**

1. Determinar cambios en la sedimentación mediante sus características físicas (color, textura, granulometría y susceptibilidad magnética), para identificar si la procedencia interviene en dichos cambios.
2. Determinar la composición mineralógica del sedimento para inferir cambios en la depositación del sedimento.
3. A partir de los elementos mayores y traza a lo largo de la columna de sedimentos, se tratará de establecer la procedencia de los sedimentos.

## ÁREA DE ESTUDIO

### Localización

El núcleo utilizado para la realización de esta tesis fue el recolectado en la estación 11 de la campaña MIMAR VI, el cual tiene una longitud de 287 cm. Se ubica en el Océano Pacífico a 245 km al SE de la Isla Clarión, en las coordenadas  $16^{\circ}28'14.27''$  N y  $113^{\circ}29'9.28''$  O a una profundidad de 3,689 m, dentro de la Zona Económica Exclusiva de México (Fig. 3).

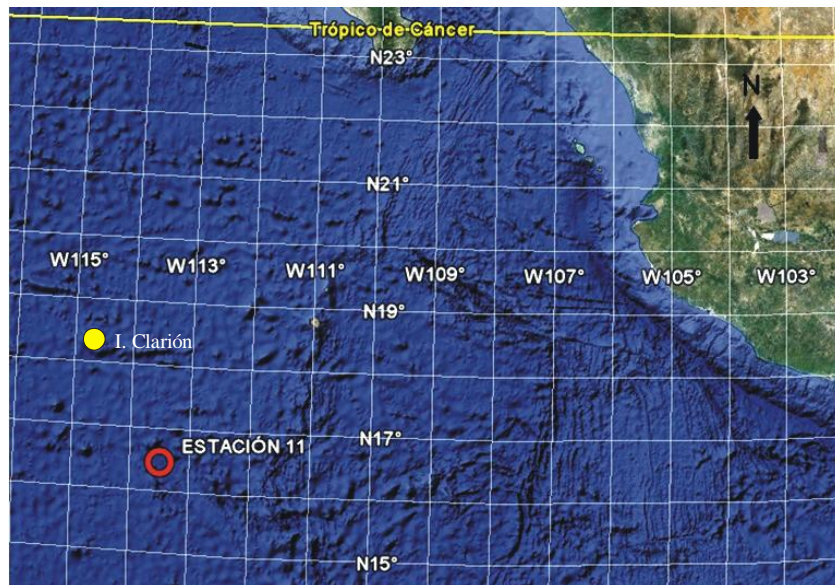


Figura 3. Ubicación del núcleo colectado en la estación 11 de la Campaña Oceanográfica MIMAR VI (en Google 2009).

### Relieve submarino

De acuerdo con Lugo-Hubp (1985), el área de estudio pertenece a la provincia de la planicie abisal de la cuenca nororiental del Pacífico, esta provincia tiene profundidades de 3,500 a 4,000 m y es afectada por numerosas montañas y fosas, las primeras con elevaciones superiores a los 1,000 m, y las segundas de 4,000 a 5,000 m.

Cerca del área de estudio se encuentran fracturas que cortan la planicies abisales a lo largo de cientos o algunos miles de kilómetros, presentando zonas de grandes y pequeños lomeríos. El relieve pasa bruscamente a una planicie abisal de 4,000 m de profundidad, sobre la que se levantan varias elevaciones montañosas y estas se incrementan hacia la fractura Clarión, la cual está dispuesta con una orientación casi E-O, se localiza entre los

paralelos 18° y 19° y se manifiesta en el relieve por conjuntos de montañas alineadas con fosas en las márgenes de ésta dorsal (Lugo-Hubp, 1985).

En el área de estudio se encuentra la Isla Clarión que es parte del Archipiélago de Revillagigedo (junto con la islas Roca Partida, Socorro y San Benedicto) los cuales son volcanes submarinos emergidos; dichas islas trazan un lineamiento con dirección Este-Oeste, la misma dirección del sistema de fallas transformantes a lo largo de la dorsal del Pacífico Oriental (Ramírez-Argáez, 1987). Los volcanes submarinos también juegan un papel importante en cuanto a su relación con sedimentos del piso marino profundo.

Al Sur entre los paralelos 16° y 17° se extienden también crestas montañosas orientadas al Este (Lugo-Hubp, 1985), al oriente el relieve corresponde a la dorsal, donde se levantan las montañas de Los Matemáticos, las cuales tienen un relieve complejo de formas generalmente ovaladas, en sección transversal, dispuestas en una franja de unos 350 km, su rango de alturas va de 1,000 a 2,000 m (Fig. 4) y la máxima profundidad reconocida es de 4,615 m.

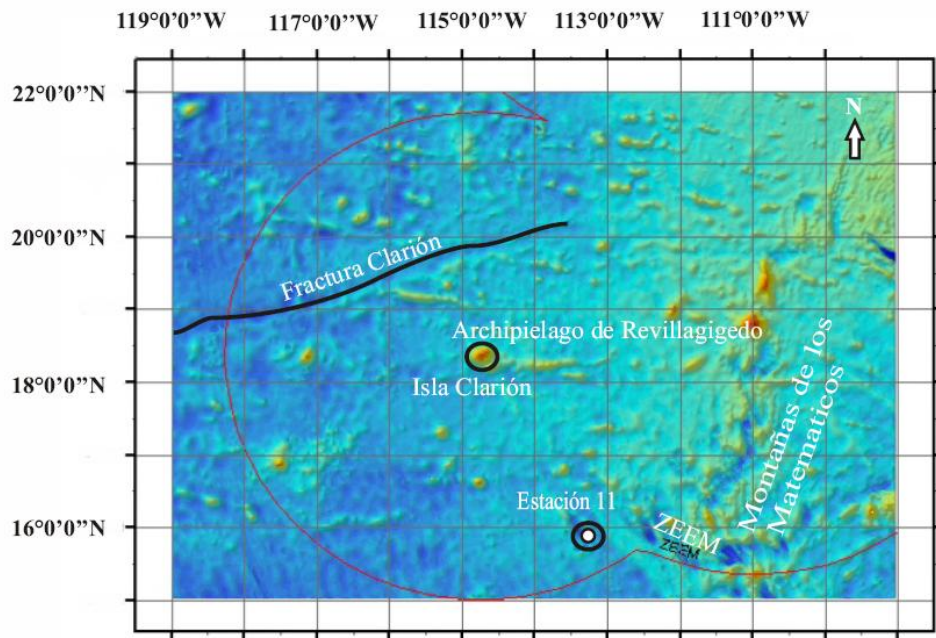


Figura 4. Relieve del piso marino en los alrededores de la estación 11.

## **Isla Clarión**

El vulcanismo marino y/o continental puede ser una fuente de aporte de sedimentos hacia el ambiente marino profundo, por lo cual es importante conocer la composición de rocas volcánicas en el área de estudio, la isla más cercana es la Isla Clarión y de acuerdo con Bryan (1967) las rocas presentes en dicha isla son: basaltos, traquitas, traquiandesitas, escoria y tobas, además de eventos volcánicos del Terciario hasta el Cuaternario. Las playas en Bahía Azufre están compuestas por fragmentos de coral grueso mezclado con matatenas de rocas volcánicas; la petrografía y topografía submarina indican que la isla es la cumbre de un volcán submarino (Bryan, 1967). Hidalgo-Hernando (1987) realizó estudios petrográficos en muestras de la Isla Clarión encontrando que está compuesta por hawaitas, mugaritas, benmoreitas, basaltos toleíticos, basaltos alcalinos, tobas toleíticas y rocas piroclásticas de composición cercana a andesitas toleíticas.

Márquez-García *et al.* (1988) estudiaron sedimentos de playa de la Isla Clarión encontrando que composicionalmente a pesar de ser una isla de origen volcánico, el sedimento litoral es sobre todo coralino con un bajo contenido de material volcánico; siendo la principal fuente de aporte de material a las playas una barrera arrecifal formada frente a las playas de la isla. Esto se debe a la transparencia del agua de mar y a que la temperatura es propicia para la formación de corales.

## **Corrientes oceánicas superficiales**

Las principales corrientes oceánicas que afectan el área donde se localiza el núcleo de la estación 11 es la Corriente de California, que es una corriente fría y la Corriente Nor-Ecuatorial que es una corriente cálida.

Según Aguirre-Gómez (2001), la corriente ecuatorial fluye hacia el Oeste en las regiones ecuatoriales de todos los océanos. La Corriente Ecuatorial se divide en 2 amplios flujos, que son las corrientes Norte ecuatorial y Sur ecuatorial, cada una de ellas de gran anchura (1.000 – 5.000 Km) y las cuales son separadas por un flujo mucho más delgado y con dirección contraria (hacia el Este). El flujo tiende a estar limitado a los primeros 500 m de la columna de agua y la velocidad es de 0.25 – 1.0 m/s. La intensidad de estas corrientes y su posición es controlada por el sistema de vientos superiores suprayacentes.



La Corriente de California viene de las latitudes altas del Pacífico Norte (Aguirre-Gómez, 2001), y se forma de la división de la Corriente del Pacífico Norte, la Corriente de California es fría y fluye hacia el Sur, paralela a la costa norteamericana desde las costas de Columbia Británica, en Canadá, hasta la península de Baja California. Eventualmente se une con la Corriente Ecuatorial Norte, la cual es una corriente de aguas más cálidas que fluye de Este a Oeste cerca del Ecuador (Fig. 5).

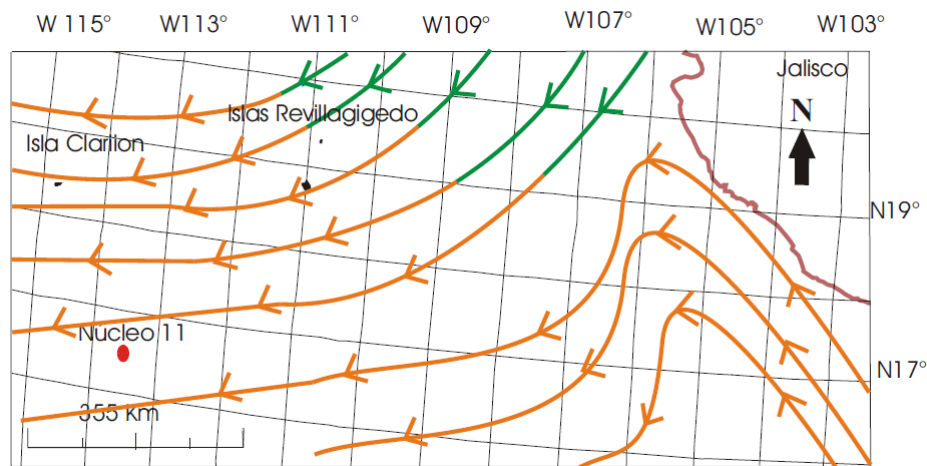


Figura 5. Corrientes marinas superficiales de California (verde) y Norecuatorial (anaranjado) (Modificada de Aguirre-Gómez (2001) por Islas-Blanco con colaboración de Ferreira-Hernández).

### Corrientes oceánicas profundas

Actualmente no se cuenta con un mapa de corrientes de fondo detallado; dichas corrientes tienen una influencia directa en la distribución de los sedimentos que se depositan en el piso marino, debido a que las corrientes oceánicas profundas redistribuyen constantemente a los sedimentos.

Las diferencias en la densidad del agua producen las mayores corrientes profundas. Dichas diferencias en la densidad están condicionadas por la temperatura y la salinidad. El agua se hunde en los polos debido a que el agua es fría y densa, la cual se va al fondo y se mueve hacia el Ecuador, los niveles más altos se reemplazan con agua cálida del océano. A este

flujo se le llama circulación termohalina. Las corrientes profundas fluyen más lento que las corrientes superficiales (Day, 2003).

La diferencia en densidad de las masas de agua del Océano Pacífico es pequeña, por lo que la circulación profunda es lenta. La columna de agua debajo de los 2, 000 m está compuesta por capas débiles, donde la temperatura y salinidad son uniformes con la profundidad. Las principales masas de agua del Océano Pacífico son (Fig. 6): Agua Común, Agua Intermedia Antártica, Agua del Sur del Pacífico Central, Agua del Norte del Pacífico Central, Agua Intermedia del Pacífico Norte y Agua Subártica del Pacífico (Pinet, 2000).

Hollister y Heezen (1966) obtuvieron evidencia de que las corrientes de fondo son capaces de erosionar y transportar sedimentos modernos del fondo marino. Mediciones reportadas por Johnson (1972) en el Pacífico Ecuatorial de corrientes de fondo, indican velocidades de 10 cm/s. Dicho autor considera que gran parte de la erosión se produjo durante las fases glaciales del Pleistoceno provocada por las corrientes de fondo que fueron más intensas en comparación con las actuales.

De acuerdo a la posición geográfica en donde se colectó el núcleo de la estación 11, las principales masas de agua que intervienen en los procesos de sedimentación son: Agua del Pacífico Norte Central, Agua Intermedia del Pacífico Norte y Agua Subártica del Pacífico.

## Oceano Pacífico

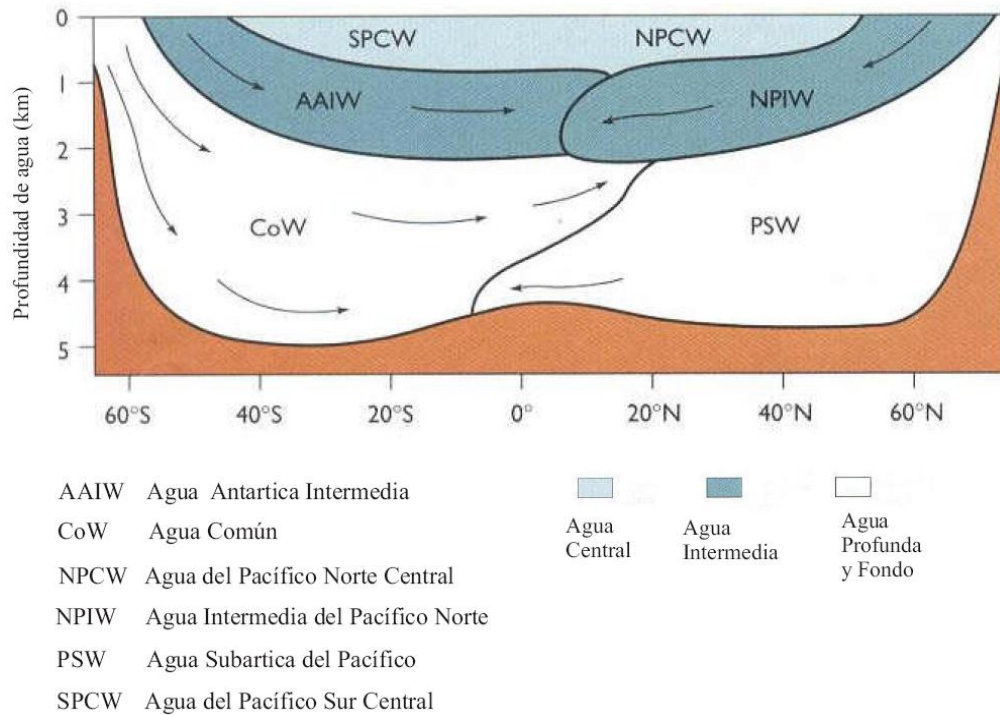


Figura 6. Masas de agua en el Océano Pacífico (tomada de Pinet, 2000).

### Circulación atmosférica

Según de la Lanza-Espino (2001), la circulación atmosférica se origina por las grandes diferencias de temperaturas entre las regiones tropicales cálidas y las polares frías terrestres que son responsables de los tres sistemas generales latitudinales de viento en cada hemisferio de 0° a 30° soplan de oriente a occidente, de 30° a 60° de occidente a oriente y de 60° a los polos de oriente a occidente. Este es un patrón altamente idealizado y existen variantes locales en todas las latitudes, las cuales pueden ser resultado del efecto Coriolis.

Los sistemas de viento entre 5° y 30° de ambos hemisferios son denominados vientos alisios, que hacia el Norte del Ecuador se dirigen al nororiente y en el Sur, al suroriente la mayor parte del tiempo; al Norte o al Sur de esas latitudes el viento se mueve más rápidamente que la Tierra y origina los vientos prevalecientes del occidente o vientos zonales (de la Lanza-Espino, 2001).

## **MATERIALES Y MÉTODOS**

### **Trabajo de campo**

El núcleo colectado en la estación 11 se obtuvo como parte de la Campaña Oceanográfica MIMAR VI, que se llevó a cabo en el Océano Pacífico a bordo del buque oceanográfico B/O El Puma, como parte de un proyecto realizado en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM.

La colecta del núcleo se llevó a cabo empleando un nucleador de gravedad tipo “Gran Diámetro”, el cual consta de un cilindro de PVC de 4 pulgadas por 3 m de largo el cual es colocado bajo un cabezal de metal de aproximadamente 250 Kg. El nucleador se bajó y al tocar fondo el cabezal de 250 Kg hace que penetre por gravedad el tubo de PVC. En la parte posterior del cilindro que es la parte que se entierra lleva una “nariz” metálica que impide que el sedimento se pierda. Posteriormente el núcleo es sacado del fondo del océano con el winche que lo bajó y se lleva a refrigeración a una temperatura de 4° C.

### **Trabajo de laboratorio**

En la Figura 7 se muestra el diagrama de flujo que resume los análisis y técnicas que se realizaron en los sedimentos del núcleo de la estación 11 los cuales se detallaran posteriormente.

Posteriormente en laboratorio este núcleo se dividió en dos partes una parte se destinó para análisis granulométricos, parámetros texturales, color, petrografía (arenas), difracción de rayos X (muestra total, limos y arcillas), y con la otra parte se realizaron análisis químicos (elementos mayores, elementos traza).

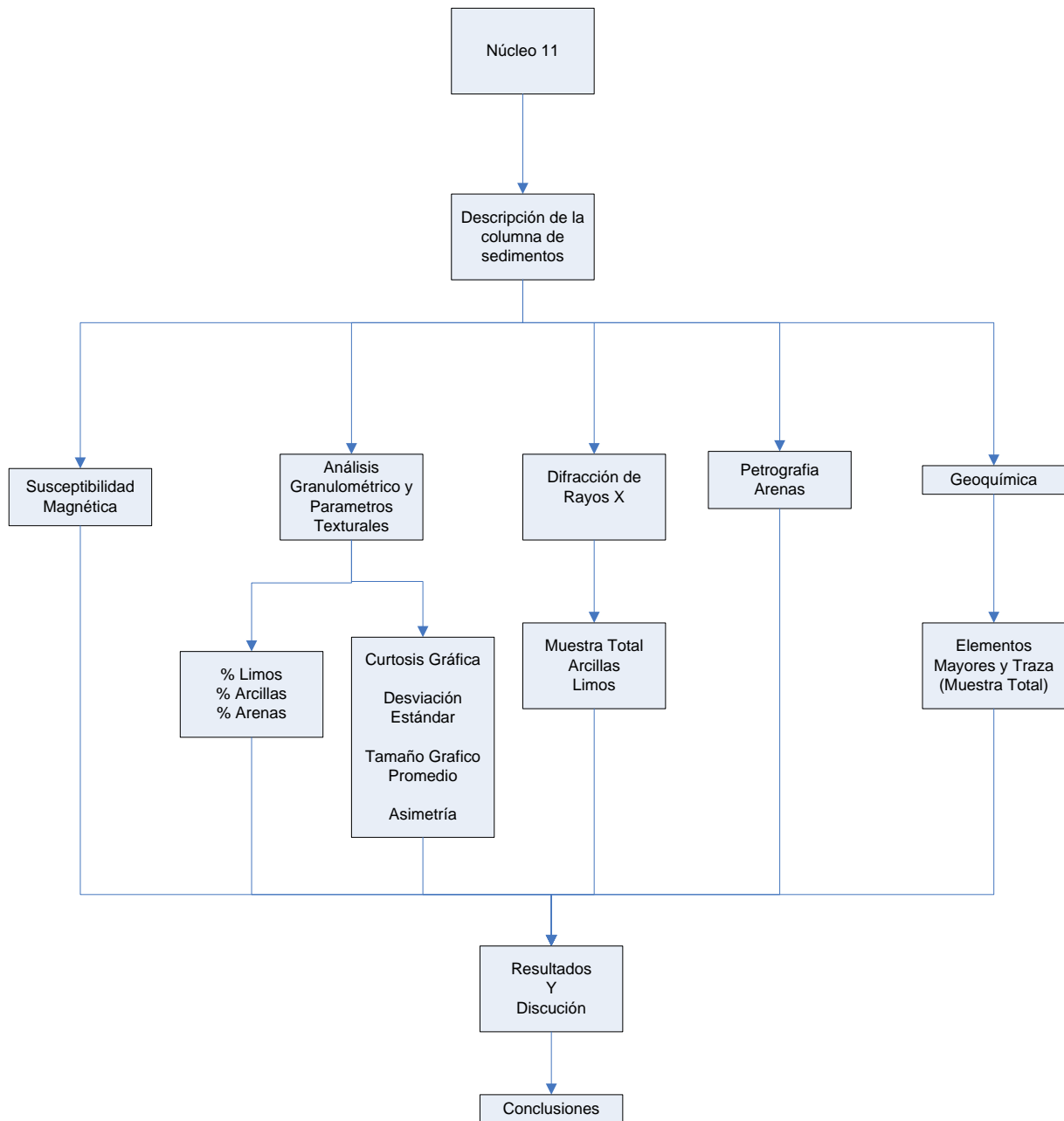


Figura 7. Diagrama de la metodología que se llevó a cabo para la obtención de los análisis y resultados del presente estudio.

a. Color

Dentro de los procesos llevados a cabo se encuentra la descripción de la secuencia sedimentaria cada centímetro, con base en las características de color húmedo por medio de

la Tabla de Munsell (Munsell Color Company, 1975). Así mismo se obtuvieron los colores representativos en seco a lo largo del núcleo con la tabla antes mencionada, esta técnica se realiza tomando una pequeña muestra que se coloca en unas cerámicas, que posteriormente se secan en una cámara de secado, obteniendo un total de 574 datos (color húmedo y seco).

b. Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético dichos materiales pueden clasificarse magnéticamente, en tres grupos principales: diamagnético (magnetismo débil), paramagnético (magnéticos solo cuando se les aplica un campo externo), ferromagnético (magnéticos en ausencia de un campo) (Thompson y Olfield, 1986). En sedimentos marinos se puede utilizar la susceptibilidad magnética para indicar la concentración de minerales magnéticos, lo cual se utiliza para hacer divisiones en paquetes dependiendo del cambio en los valores de susceptibilidad. Los minerales magnéticos que se pueden encontrar en sedimentos marinos son: cósmicos, terrígenos, biogénicos y autógenos (Thompson y Olfield, 1986).

Por lo que posteriormente se realizó la medición de la susceptibilidad magnética con un susceptibilímetro cada 0.5 cm, en dicha medición se tomaron 3 datos para obtener un valor promedio (1,722 mediciones), la obtención de los datos se llevó a cabo en la Nucleoteca del Laboratorio de Análisis de Núcleos de Perforación del Instituto de Geofísica de la UNAM.

El equipo consta de bobinas que emiten un campo magnético y lo que éste mide es la respuesta del material en la presencia de ese campo magnético. Las unidades de la susceptibilidad son adimensionales y se reportan como SI (Unidades del Sistema Internacional).

Las mediciones que se realizaron sobre la secuencia sedimentaria a intervalos continuos cada 0.5 cm, se llevaron a cabo con un sensor superficial de alta resolución modelo Bartington MS2E, el cual opera a 2 kHz. En particular este instrumento tiene un resolución espacial de 3.8 mm. Al término de la medición se curó (hidrato) el núcleo y se cubrió con plástico para que no perdiera humedad.

c. Análisis granulométrico y de parámetros texturales

Posteriormente se corto el núcleo cada centímetro con cuidado de no contaminar los niveles vecinos (287 partes). Las muestras se cortaron con espátula de plástico para no contaminarlas, posteriormente se embolsaron y se les asignó una clave, dichas muestras se enviaron al laboratorio de sedimentología al analizador de partículas láser para su análisis granulométrico el cual se encuentra ubicado en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM.

El procedimiento para el análisis granulométrico de los sedimentos consiste en tomar aproximadamente 3 gr de muestra húmeda lo más homogéneamente posible, con la finalidad de que sea una porción representativa de toda la muestra, la cual se coloca en un vaso de precipitado de 50 ml con 30 ml de una solución dispersante (100 gr de hexametáfosfato de sodio en un litro de agua destilada), se deja actuar el dispersante por un día para que se disgreguen todas las partículas.

A las 24 horas se agita y homogeniza la muestra y con una pipeta Pasteur se toma una pequeña porción y se adiciona al equipo láser, posteriormente el equipo indica si la cantidad de muestra es aceptable (rango entre 8 y 10% de obscuración), para que el equipo pueda iniciar el análisis de tamaño de partícula. Una vez analizada la muestra, el equipo manda la información a la computadora y transforma la información detectada en una gráfica de porcentaje de volumen de muestra vs. diámetro de partícula, y el listado de todos los tamaños de partículas detectados.

Finalmente se realizan las replicas necesarias con el material preparado para cada muestra analizada, cuando la muestra es heterogénea se realizan como mínimo de 5 a 6 repeticiones y así se obtiene un promedio final. En cada replica el equipo debe mantenerse perfectamente drenado y lavado. Cuando ya se obtienen los resultados de la muestra analizada por el equipo Coulter LS230, se superponen todas las gráficas de las repeticiones de una muestra y se obtiene la gráfica promedio, de esa manera con los resultados promedio de dicha gráfica se obtiene un listado promedio, el cual es exportado a una macro elaborada en Excel, para obtener los parámetros estadísticos (texturales) de dicha muestra: tamaño gráfico promedio,  $Mz\phi$ , desviación estándar gráfica inclusiva,  $\sigma_1\phi$ ; grado de asimetría gráfica inclusiva,  $Sk_1$  y curtosis,  $K_G$ , utilizando las siguientes formulas:

$$Mz\phi = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

$$\sigma_I\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

$$SK_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

El análisis granulométrico se realiza con el equipo Beckman Coulter LS230, el cual consta de 132 detectores que permite analizar partículas comprendidas en el rango de 0.04 micras a 2000 micras.

#### d. Difracción de rayos X

El análisis de difracción de rayos X se llevó a cabo en el Laboratorio de Difracción de Rayos X perteneciente al departamento de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM. Dicho análisis se realizó en 5 niveles de muestra total seleccionadas a lo largo del núcleo para conocer la variación mineralógica, se requirió tomar 2 gr de sedimento el cual fue secado y molido con el método anteriormente descrito.

Para la difracción de rayos X en limos y arcillas se separó la muestra por el método de pipeteo modificado de la Ley de Stoke. Se utilizó el lodo colectado en la separación de la fracción arenosa. El lodo se coloca en un vaso de precipitados de 500 ml y se le agrega agua destilada hasta la marca de 500 ml, la muestra se agita hasta que se encuentre bien disuelta. Posteriormente se coloca el contenido del vaso en una probeta de 1 litro, se enjuaga bien el vaso y se llena la probeta hasta la marca de 1 litro y se agita nuevamente hasta que se encuentre bien disuelto y se deja reposar 12 horas. Doce horas después se extraían 600 ml del agua superficial, y se deposita en un vaso de precipitados, se colocaba nuevamente agua destilada hasta la marca de 1 litro y se vuelve a agitar para dejarla reposar otras 12 horas, pasadas las 12 horas se sacaban 600 ml de agua superficial y se repite el procedimiento hasta que el agua superficial se vea cristalina.



En el análisis de difracción de rayos X en arcillas se utilizaron 20 muestras que se eligieron a lo largo del núcleo, para dicho análisis se toma parte de la arcilla separada por el método anteriormente descrito. La muestra se coloca en un vaso de precipitados de 400 ml al cual se le agregaron 250 ml de agua destilada y se agitó 20 minutos con un agitador magnético, posteriormente se coloca la muestra en tubos de centrifugado y se ponen en la centrifuga 10 minutos a 6,000 revoluciones. Después se les tira el agua y se colocan nuevamente en un vaso de precipitados de 400 ml y se les coloca 250 ml de agua destilada y se repite el procedimiento 5 veces.

Posteriormente se le agregan 10 ml de peróxido a cada muestra, se agita para eliminar la materia orgánica. Inmediatamente se coloca la muestra en una probeta de 250 ml y se le coloca agua destilada hasta la marca de 250 ml y se agita, se deja reposar 2 días y se toma el agua superficial con un gotero y se deposita en un portaobjetos circular y se deja secar a temperatura ambiente para enviar al análisis.

Para el análisis de difracción de rayos X en limos, se toma la muestra de limos separada por el método de pipeteo modificado según la ley de Stokes. Se coloca la muestra en cápsulas de porcelana y se secan en una estufa a 60 °C, posteriormente se muele en un mortero de ágata y se pasa por el tamiz de 200 mallas (3.75φ), y se envía para su análisis.

e. Petrografía de la fracción arenosa

Para la obtención de arenas la muestra se depositó en un vaso de precipitados de 500 ml y se agito hasta que estuviera bien disuelta, después se pasa por el tamiz de 4φ para separar las arenas del lodo, la arena se recolecto en el tamiz y los lodos de depositaron en un vaso de precipitados, posteriormente las arenas se colocaron en una cápsula de porcelana y se secaron con una lámpara. Posteriormente se enviaron para la realización de láminas delgadas. Una vez obtenida la lámina delgada se realizó la petrografía, contando 300 puntos para los siguientes campos: cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca, diatomeas centrales, radiolarios (espumelarios y naselarios) y micronódulos. En el conteo petrográfico no se tomaron en cuenta los biógenos carbonatados debido a que los sedimentos del núcleo de la estación 11 se colectaron por debajo del nivel de compensación de los carbonatos.

f. Elementos mayores y traza en muestra total

Para dicho análisis se eligieron 18 muestras a lo largo del núcleo en donde tuviera mayor cantidad de arena. El tratamiento de las muestras consiste en colocar las 18 muestras en cápsulas de procelana, posteriormente se secaron en una estufa a 60°C, cuando se secaron se colocaron en un mortero y se pulverizaron con el pistilo. La muestra pulverizada se colocó en un molino de tungsteno por 10 minutos. A medida que el contenedor se rueda, se balancea y vibra, la inercia de los elementos de molienda causa que se muevan de forma independiente, entre sí y contra la pared del recipiente, y muele la muestra.

Después la muestra molida se pasó por un tamiz de 200 mallas (3.75φ), la parte de la muestra que pasó por la malla se depositó en un frasco etiquetado y la parte que no se volvió a colocar en el molino otros 10 minutos, para volverla a tamizar. Posteriormente se envió al laboratorio de Fluorescencia de rayos X en el Instituto de Geología, UNAM. Los análisis de fluorescencia se realizaron con un *Siemens SRS 3000* (tubo de Rh y ventana de Be 125 μm).

## **RESULTADOS**

### **a. Color del sedimento**

A lo largo del núcleo se encontraron 6 colores en fresco diferenciables los cuales se encuentran inter-digitados entre sí (Fig. 8), el núcleo a grandes rasgos se puede dividir en dos partes el primero conformado desde la cima hasta el centímetro 125 por su predominancia en los colores rojizos, en este segmentos hay una inter-digitación de tonalidades rojizas como se muestra en la Tabla 1, dentro de estas tonalidades la de mayor predominancia es el negro rojizo el cual aparece en varios segmentos a lo largo del núcleo entre los 0-125 cm.

El segundo segmento está conformado por los colores castaños, el cual se encuentra desde el centímetro 125 hasta la base del núcleo. Este tramo representa un poco más de la mitad del núcleo y está conformado por dos colores castaños los cuales son prácticamente similares, pues la única diferencia entre ellos es la intensidad del tono ya que uno es castaño oscuro y el otro castaño amarillento oscuro.

A partir del centímetro 62 aparecen lentes los cuales van de un color castaño a castaño oscuro, la mayoría de los lentes son de diámetro de 1 cm, aunque solo sobresale uno por su tamaño de casi 10 cm de diámetro el cual aparece en el centímetro 134 al 143, este paquete de sedimento se considera que es parte de un lente de mayor tamaño debido al parecido en el color a los otros lentes contenidos en el núcleo, además de que interrumpía una secuencia del mismo color.

Tabla 1. Color del sedimento y de lentes observados en fresco (Munsell Color Company, 1975) del núcleo de la estación 11.

NIVEL (cm)	CLAVE	COLOR	Nivel	CLAVE	LENTES EN FRESCO
1-18	10R 2.5/1	Negro rojizo	62-64	10YR 6/6	Castaño
19-39	10R3/1	Gris rojizo oscuro	101-103	10YR6/6	Castaño
40-43	10R2.5/1	Negro rojizo	134-143	10YR6/6	Castaño
44-46	10R3/6	Rojo oscuro	173-174	10YR6/6	Castaño
47-54	10R2.5/1	Negro rojizo	198-201	10YR6/6	Castaño
55-75	10YR3/3	Rojo oscuro	260-262	10YR2/2	Castaño muy oscuro
76-108	10R3/1	Gris rojizo oscuro			
109-125	10YR2.5/1	Negro rojizo			
126-149	7.5YR4/4	Castaño oscuro			
150-287	10YR 4/6	Castaño amarillento oscuro			

El color de la secuencia en seco es en general de colores castaños (Fig. 8), se reconocieron tres tonalidades de castaño diferentes (castaño, castaño claro y castaño muy claro), los cuales no coinciden en número y los límites de ellos con los obtenidos al fresco, de estos tonos el más predominante es el castaño muy claro como se puede observar en la Tabla 2, con respecto al color de los lentes todos son de color blanco.

Tabla 2. Color del sedimento y de lentes observados en seco (Munsell Color Company, 1975) del núcleo de la estación 11.

NIVEL (cm)	CLAVE	COLOR EN SECO	NIVEL (cm)	CLAVE	COLOR (LENTES EN SECO)
1-55	10YR 5/3	Castaño	62-64	10YR 8/2	Blanco
56-71	10YR 7/4	Castaño muy claro	101-103	10YR8/2	Blanco
72-110	10YR 7/3	Castaño muy claro	134-143	10YR8/2	Blanco
111-135	10YR 6/3	Castaño claro	173-174	10YR8/2	Blanco
136-148	10YR 7/3	Castaño muy claro	198-201	10YR8/2	Blanco
149-178	10YR 7/4	Castaño muy claro	260-262	10YR8/2	Blanco
178-202	10YR 7/3	Castaño muy claro			
203-287	10YR 7/4	Castaño muy claro			

En la Figura 8 se ilustran los colores obtenidos con la Tabla de Munsell Color Company, (1975) en fresco (A) y seco (B), como se puede observar los colores obtenidos son diferentes tanto en estado húmedo como en seco; además de que los límites entre los horizontes no coinciden en las 2 columnas. En dicha Figura también se ilustran los horizontes de nódulos polimetálicos encontrados en los primeros dos centímetros y en los centímetros 54 a 61 y 130 a 132 cm.

Con respecto al color de los lentes en húmedo todos tienen el mismo color (castaño) exceptuando los de la base (castaño oscuro), mientras que en seco todos tienen el mismo color (blanco), observando que posiblemente se trata del mismo material.

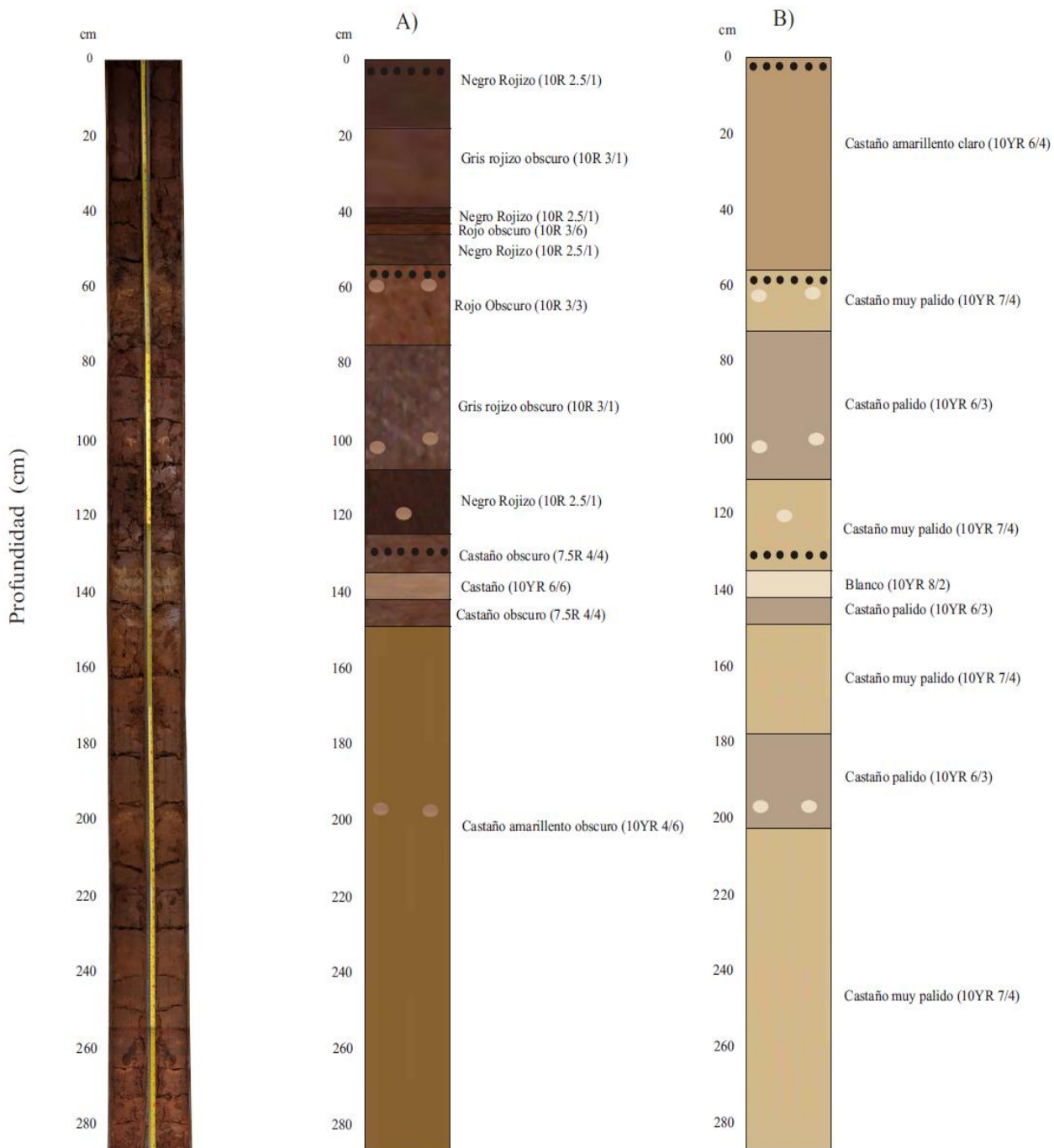


Figura 8. Fotografía del núcleo colectado en la estación 11 de la Campaña MIMAR VI; a) en fresco y b) en seco, de acuerdo con los colores de la Tabla de Munsell (1975).

## **b. Susceptibilidad Magnética**

Se obtuvieron los valores de susceptibilidad a lo largo del núcleo, esta medición se realizó cada 0.5 cm obteniendo un total de 574 mediciones. Posteriormente los valores se graficaron y el resultado obtenido se muestra en la Figura 9 en la cual se puede observar una tendencia de disminuir hacia la parte superior; los valores de susceptibilidad fluctúan de 22.9 a 35.5 con un promedio de 29.4. En la Figura 9 se muestran 2 patrones de variación los cuales cambian transicionalmente de uno a otro, la cual permite dividirla en 3 paquetes el superior (paquete 3), medio (paquete 2) e inferior (paquete1). Los valores más altos de susceptibilidad se encuentran en paquete inferior entre los 270 a 287 cm., los valores más bajos se ubican en el paquete superior entre los 33 a 75 cm. En el paquete superior y medio se observa un comportamiento muy variable; mientras que en el paquete inferior se observa una tendencia a aumentar hacia la base.

Además se puede observar que en los niveles en los que se encuentran fragmentos de nódulos polimetálicos corresponden con valores altos de susceptibilidad. Por lo que se cree que los valores altos de susceptibilidad están asociados con un mayor aporte de terrígenos, hidrotermales o autógenos (nódulos o micronódulos).

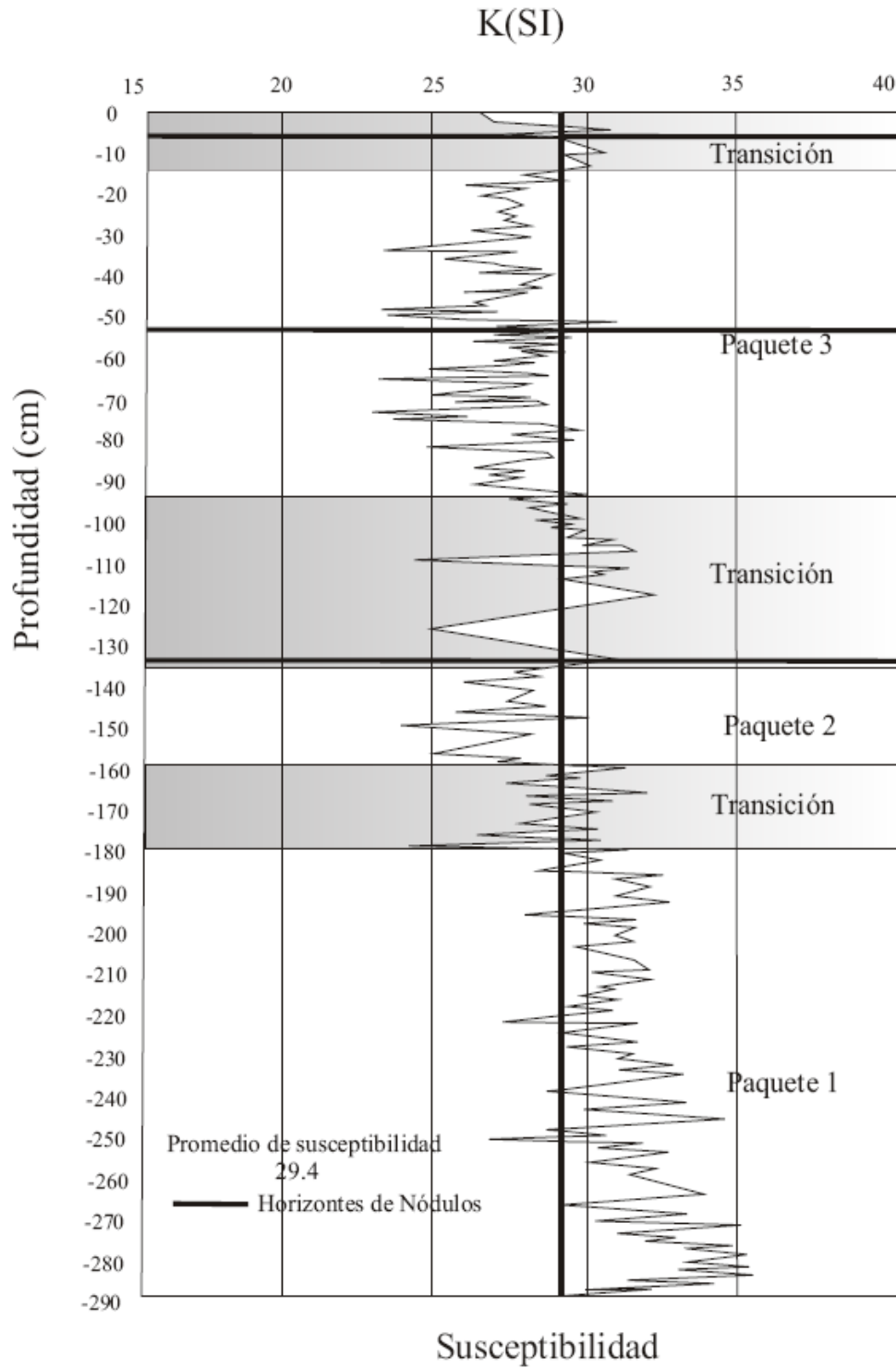


Figura 9. Susceptibilidad magnética obtenida de un total de 574 mediciones a lo largo del núcleo de la estación 11, así como la ubicación de horizontes de pequeños nódulos polimetálicos.

### c. Análisis Granulométrico y parámetros texturales.

#### Análisis granulométrico

El núcleo de la estación 11 está conformado principalmente en orden de abundancia por limos, arcillas y arenas; estas proporciones son el resultado del análisis granulométrico realizado con el analizador de partículas láser del laboratorio de sedimentología. Los datos obtenidos se manipularon para la generación de gráficas que permitan ver el comportamiento de los mismos.

#### Arcilla

Este es el segundo constituyente más abundante del núcleo dado que tiene un rango porcentual variable entre 17.603% hasta 42.77% a lo largo del núcleo. El valor porcentual promedio es de 28.264%.

La Figura 10 se puede dividir en 2 paquetes los cuales están delimitados por los intervalos de 0-120 y 120-287 cm; el primero tiene valores muy variables, presenta cambios abruptos marcados por picos muy altos y bajos muy próximos entre sí, por su parte el segundo paquete es un poco más regular con cambios poco abruptos y una tendencia a disminuir hacia la base lo que la hace diferente al paquete anterior.

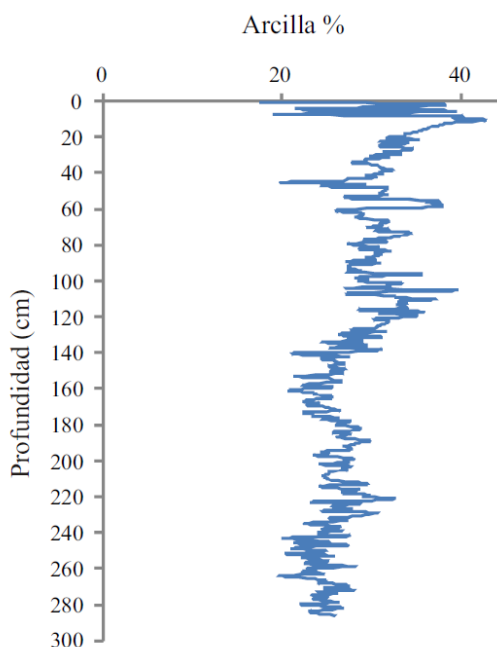


Figura 10. Porcentaje de arcillas a lo largo del núcleo de la estación 11.



## Limo

Así mismo con los resultados del análisis granulométricos se observó que el principal constituyente del núcleo es el limo el cual tiene un rango de proporción que va de 57.208% hasta un 76.015% con un promedio de 68.661%.

En la Figura 11 se pueden delimitar 2 paquetes el primero va del centímetro 0 hasta 120 cm donde se observan cambios bruscos en los porcentajes; mientras que en el segundo paquete que comprende del centímetro 121 hasta 287 el porcentaje es menos variable y se pueden observar tres pequeños paquetes dentro de este, dos de ellos tienen porcentajes mayores que el que se encuentra en medio de ambos.

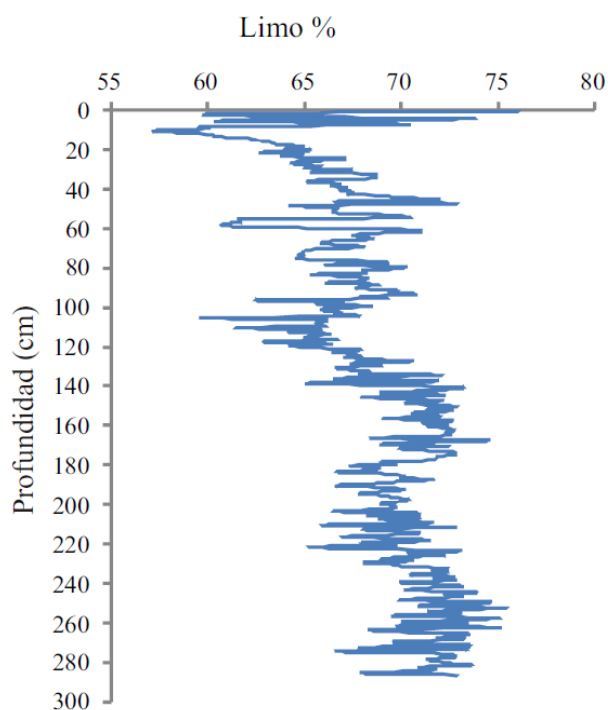


Figura 11. Porcentaje de limos a lo largo del núcleo de la estación 11.

## Arena

La Figura 12 corresponde al porcentaje de arena obtenido a lo largo del núcleo, como se puede observar la arena tiene un comportamiento muy variable, los porcentajes mayores de arenas reportado en el núcleo se encuentra en los centímetros 7 y 264 los cuales tienen un porcentaje de 10.4% y 10.736% respectivamente. El porcentaje mínimo de arena es de 0.022% y el promedio de 3.076%.

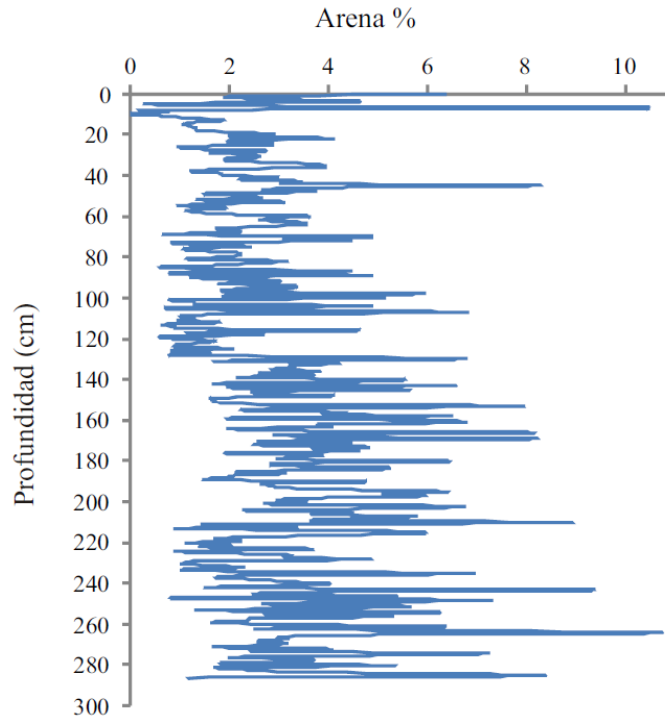


Figura 12. Porcentaje de arena a lo largo del núcleo de la estación 11.

En la Tabla 3 se muestran los valores porcentuales máximos, mínimos y promedio obtenidos en el análisis granulométrico.

Tabla 3. Resumen de porcentajes máximos, mínimos, promedio y desviación estandar de arena, limo y arcillas del núcleo de la Est. 11.

	Arenas	Limos	Arcillas
Promedio	3.08	68.66	28.26
Desviación	1.91	3.41	4.36
Máx	10.74	76.01	42.77
Mín	0.02	57.21	17.60

## Clasificación

En el presente trabajo se compararon los triángulos realizados por Folk (1968) y Shepard (1954) (Fig. 13) para determinar los tipos de mezclas que podrían estar presentes en los sedimentos del núcleo de la estación 11.

En el triángulo (A) perteneciente a Folk (1968) se observó que la mayoría de las muestras se encuentran en el área de limos y un porcentaje bajo lodos y al realizar el mismo ejercicio en el triángulo (B) perteneciente a Shepard (1954) la mayoría de los sedimentos están en el área correspondiente a limos arcillosos y sólo unos cuantos en limos. Se observa que la clasificación de los sedimentos depende del autor. En el presente trabajo se toma la definición de Folk (1968) por apearse más a lo observado en el laboratorio.

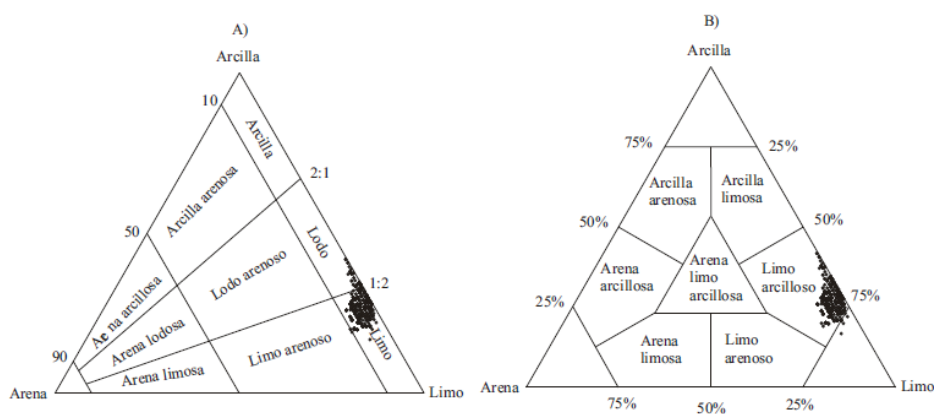


Figura 13. Triángulos de clasificación por porcentajes de arcilla, limo y arena según Folk (1968) y Shepard (1954).

## Parámetros Texturales

Se obtuvieron los parámetros texturales del núcleo con el analizador láser de partículas del laboratorio de sedimentología, obteniendo los siguientes resultados:

### Tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ )

El tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ) se muestra en la Figura 14a, dicho tamaño a lo largo del núcleo se encuentra en limos, con un valor promedio de  $6.855\phi$  en la gráfica obtenida se observa que el valor mínimo es de  $6.224\phi$  que corresponde a limos finos y el valor máximo

es de  $7.59\phi$  correspondiente a limos muy finos. La Figura 14a del tamaño gráfico promedio puede dividirse en dos grupos. El primero (0-120 cm) tiene los valores más altos, y tiene un comportamiento muy variable, mientras que el segundo (120-287 cm) tiene un comportamiento regular con cambios poco abruptos.

#### Desviación gráfica inclusiva ( $\sigma_I\phi$ )

La Figura 14b muestra que la desviación gráfica inclusiva a lo largo del núcleo corresponde con una mala clasificación, con rangos de  $1.725\phi$  a  $1.995\phi$  con un valor promedio de  $1.845\phi$ .

#### Curtosis gráfica ( $K_G$ )

En la Figura 14c se muestra el comportamiento de la curtosis gráfica ( $K_G$ ) en la cual se observan variaciones de mesocúrtica (poca diferencia de tamaño de grano) a platicúrtica (mayor diversidad de tamaños de partícula) lo largo del núcleo con un rango que va de 0.972 (mesocúrtica) a 0.825 (platicúrtica), con un promedio de 0.893 correspondiente también a un valor platicúrtico, el comportamiento a lo largo del núcleo es variable. Este comportamiento que se refleja en la gráfica es debido a que la sedimentación a lo largo del núcleo no ha sido la misma así como los tamaños que constituyen al sedimento.

#### Grado de asimetría gráfica inclusiva ( $Sk_I$ )

El grado de asimetría gráfica inclusiva ( $Sk_I$ ) observada en la Figura 14d muestra que la mayoría de los valores obtenidos se encuentran en simétrico seguidos en menor cantidad por los valores que son asimétricos hacia los finos y finalmente por los escasos valores que son asimétricos hacia los gruesos. Los horizontes que presentan asimetría hacia los gruesos se debe a un mayor aporte de material grueso y se encuentran en la cima del núcleo mientras que los asimétricos hacia los finos tienen mayor aporte de material fino y se distribuyen a lo largo del mismo. El rango en el que se encuentran los valores graficados son de -0.107 que corresponde con asimétrico hacia los gruesos a 0.164 que corresponde con asimétricos hacia los finos y un valor promedio de 0.037 que corresponde con los simétricos.

La Tabla 4 muestra un resumen de los valores obtenidos de tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ), desviación estándar ( $\sigma_{\phi}$ ), grado de asimetría gráfica inclusiva ( $Sk_I$ ) y curtosis gráfica ( $K_G$ ).

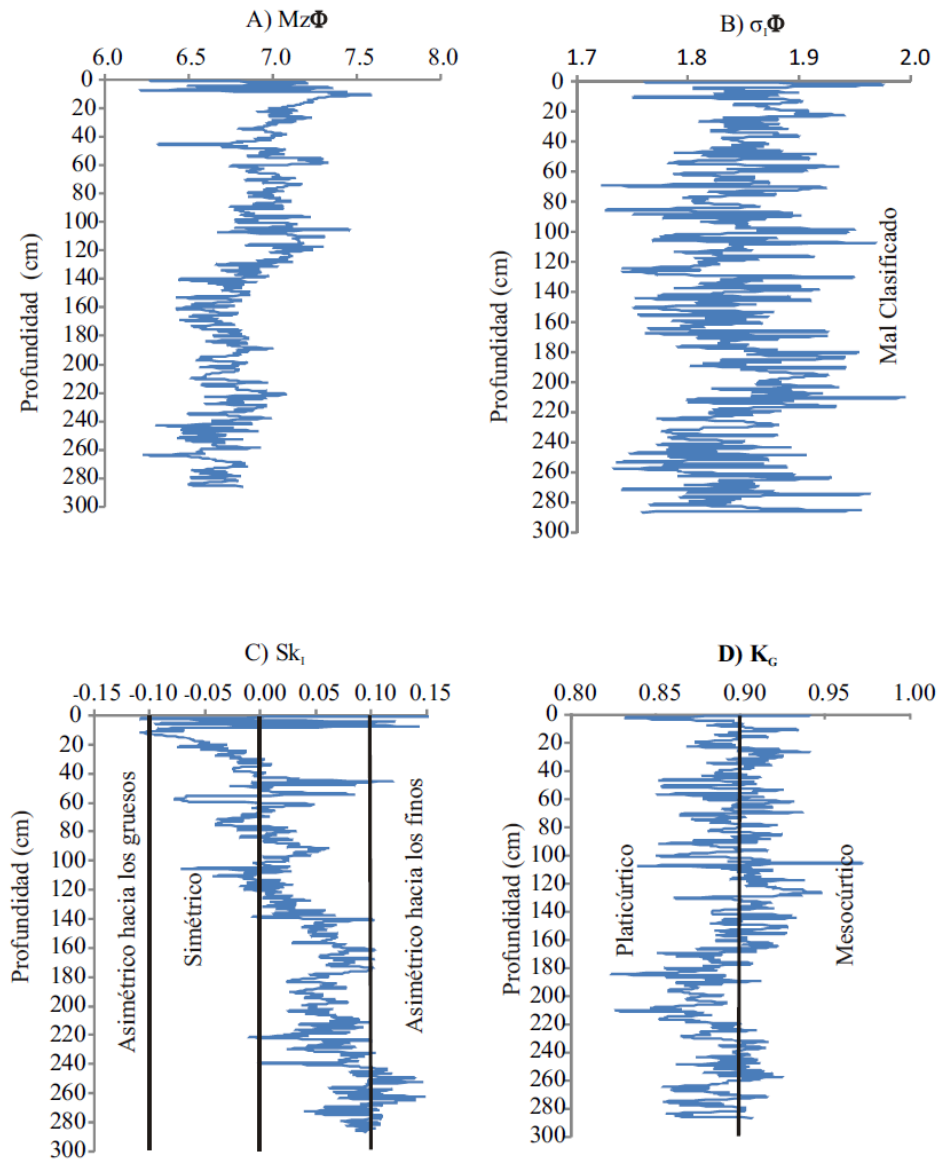


Figura 14. a) Tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ), b) desviación gráfica inclusiva ( $\sigma_{\phi}$ ), c) grado de asimetría gráfica inclusiva ( $Sk_I$ ) y d) curtosis gráfica ( $K_G$ ), del núcleo de la estación 11.

Tabla 4. Valores máximos, mínimos, promedio y desviación estandar de los parámetros texturales (n=287) del núcleo de la estación 11.

	$Mz\phi$	$\sigma_1\phi$	$Sk_I$	$K_G$
Promedio	6.85	1.84	0.04	0.89
Desviación	0.23	0.05	0.05	0.22
Máx	7.59	1.99	0.16	0.97
Mín	6.22	1.72	-0.11	0.82

#### d) Difracción de rayos X

##### Análisis mineralógico de muestra total por difracción de rayos X

Se eligieron 5 muestras distribuidas a lo largo del núcleo para conocer por medio de difracción de rayos X los minerales que la componen. Los resultados (Tabla 5) muestran que la mineralogía presente en las 5 muestras es similar entre sí, dicha mineralogía está compuesta de cuarzo (cristalino y amorfo), halita (las muestras contienen agua intersticial marina, por lo que la presencia de este mineral se debe a que las muestras no recibieron tratamiento previo), plagioclasa, barita y filosilicatos a  $\approx 7\text{\AA}$  y  $\approx 10\text{\AA}$  de distancia interplanar. Lo único que las diferencia es una ligera variación en las proporciones relativas en sus fases mineralógicas y pequeños cambios en la cristalinidad de los minerales (Dra. Piug, comunicación personal).

Debido a que el análisis de difracción de rayos X es cualitativo, en la Tabla 6 de intensidad integrada de picos se muestra la variación en la proporción de las fases y se observa que el mineral más abundante es el cuarzo, infiriendo que la mayor parte de este mineral se encuentra en la fracción limosa ya que es la más abundante.

Tabla 5. Difracción de rayos X en cinco muestras seleccionadas (muestra total) del núcleo de la estación 11.

Inter. (cm)	Fases identificadas	Ficha DRX	Observaciones
45	Cuarzo: SiO <sub>2</sub> Halita: ClNa Plagioclasa intermedia (Ca, Na)(Al, Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> Barita: BaSO <sub>4</sub> Filosilicatos a $\approx 10\text{\AA}$ y $\approx 7\text{\AA}$	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Predominio de Cuarzo y Halita. Aumenta ligeramente la definición de los <i>filosilicatos</i> .
131	Cuarzo: SiO <sub>2</sub> Halita: ClNa Plagioclasa intermedia (Ca, Na)(Al, Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> Barita: BaSO <sub>4</sub> Filosilicatos a $\approx 10\text{\AA}$ y $\approx 7\text{\AA}$	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Muy similar a la muestra anterior
154	Cuarzo: SiO <sub>2</sub> Halita: ClNa Plagioclasa intermedia: (Ca, Na)(Al, Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> Barita: BaSO <sub>4</sub> Filosilicatos a $\approx 10\text{\AA}$ , $\approx 7\text{\AA}$ y $\approx 14\text{\AA}$	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Muestra muy similar a las anteriores
210	Cuarzo: SiO <sub>2</sub> Halita: ClNa Plagioclasa intermedia (Ca, Na)(Al, Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> Barita: BaSO <sub>4</sub> Filosilicatos a $\approx 7\text{\AA}$ con desarrollo muy bajo	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Muestra muy similar a las anteriores
265	Cuarzo: SiO <sub>2</sub> Halita: ClNa Plagioclasa intermedia (Ca, Na)(Al, Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> Barita: BaSO <sub>4</sub> Filosilicatos a $\approx 7\text{\AA}$	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Muestra muy similar a las anteriores

Tabla 6. Análisis cualitativo observado en el difractograma de las fases mineralógicas de muestra total del núcleo de la estación 11.

Intervalo (cm)	Mica	Arcilla	Cuarzo	Plagioclasa	Barita
45	78	250	2517	573	175
131	268	925	2738	760	187
154	241	438	2744	620	246
210	163	260	1256	328	95
265	120	622	2523	879	260
Promedio	174	499	2355.6	632	192.6
Max	268	925	2744	879	260
Min	78	250	1256	328	95
Desviación	71.0	282.6	624.6	208.2	65.7

#### Análisis mineralógico en la fracción arcillosa por difracción de rayos X

Se eligieron 20 muestras a lo largo del núcleo para análisis por difracción de rayos X para conocer las arcillas que están presentes en el. Los resultados se presentan en el Anexo 1 y en la Tabla 7 solo se muestran tres debido a que todas se observa que la mineralogía es similar y que las arcillas tienen una cristalinidad intermedia-alta. Los minerales del grupo de los filosilicatos presentes en las muestras estudiadas muestran 3 picos importantes, el de  $\approx 14-15\text{\AA}$  es el más importante y pertenece a la esmectita (arcilla expandible); el de  $\approx 10\text{\AA}$  corresponde a illita y el de  $\approx 7\text{\AA}$  que es un mineral del grupo de la caolinita ya que al calentar la muestra a  $550^\circ\text{C}$  el pico desaparece (Dra. Piug, comunicación personal), por lo que los minerales presentes en las muestras por orden de abundancia son esmectita, caolinita e illita.



Tabla 7. Constituyentes mineralógicos dominantes en la fracción arcillosa de tres muestras, determinados mediante difracción de rayos X del núcleo de la estación 11.

Inter. (cm)	Picos a temperatura ambiente	Picos con etilenglicol	Picos a 550°C	Fase identificada
92	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Illita Arcilla de tipo caolínítico
196	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Illita Arcilla de tipo caolínítico
265	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Illita Arcilla de tipo caolínítico

#### Análisis mineralógico en la fracción limosa por difracción de rayos X

Para conocer la mineralogía presente en la fracción limosa se eligieron 20 muestras tomadas a lo largo del núcleo, para analizarlas por medio de difracción de rayos X; las muestras de sedimento estudiadas presentan una cristalinidad intermedia. Al igual que en muestra total y fracción arcillosa la mineralogía de todas las muestras es muy similar como se observa en la Tabla 8. Las fases cristalinas identificadas mencionadas en orden de abundancia son: cuarzo, plagioclasa y barita. El análisis de difracción de rayos X no permite descartar la presencia de sílice amorfa en las muestras. La diferencia entre las muestras es la ligera diferencia entre las proporciones relativas en que se presentan dichas fases y por pequeños cambios en el grado de cristalinidad de los minerales que las forman. Debido a que este estudio es cualitativo se presenta la Tabla de intensidad integrada (Tabla 9) de los picos donde se puede observar la variación en la proporción de las diferentes fases que se presentan en la fracción limosa.

Tabla 8. Constituyentes mineralógicos dominantes en la fracción limosa, determinados mediante difracción de rayos X del núcleo de la estación 11.

Inter. (cm)	FASES IDENTIFICADAS	Ficha DRX	OBSERVACIONES
5-6	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
22-23	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
44-45	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo. No se detectó barita.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
70-71	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
89-90	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
107-108	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
130-131	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
138-139	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
143-144	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
154	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
166-167	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
179-180	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
195-196	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
209-210	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo. No se detectó barita.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
235-236	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
243-244	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
254-255	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
264-265	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
274-275	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	Predominio de Cuarzo.

284-285	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	Predominio de Cuarzo.
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	
	Cuarzo: SiO <sub>2</sub>	[46-1045]	
	Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	[9-0465]	
	Barita :BaSO <sub>4</sub>	[24-1035]	

Tabla 9. Análisis cualitativo observado en el difractograma de las fases mineralógicas en la fracción limosa del núcleo de la estación 11.

Inter. (cm)	Cuarzo	Plagioclasa	Barita
5-6	3656	901	<100
22-23	3601	1015	154
44-45	4395	1429	-
70-71	2710	967	<100
89-90	3264	975	<100
107-108	3364	1240	<100
130-131	2951	726	<100
138-139	3785	887	112
143-144	3378	1141	96
154	4393	1401	-
166-167	3471	697	158
179-180	3623	1269	<100
195-196	4389	1016	130
209-210	3567	1012	-
235-236	3390	894	<100
243-244	2652	779	<100
254-255	3710	906	84
264-265	3427	852	<100
274-275	3309	1032	152
284-285	2975	859	124
Promedio	3500.5	999.9	126.25
Desviación	493.8	205.0	19.8
Máximo	4395	1429	158
Mínimo	2652	697	84

#### d. Petrografía de la fracción arenosa

La fracción arenosa se encuentra en porcentajes muy bajos (en promedio 3%) y excepcionalmente alcanza cerca de 10%. El conteo petrográfico en la fracción arenosa (Tabla 10) muestra que los sedimentos estudiados tienen aporte biógeno (radiolarios, diatomeas y cuarzo), autógeno (micronódulos) e hidrotermal (cuarzo) y volcánico

(feldespatos y fragmentos de roca). En cuanto a los radiolarios se observa que los espumelarios son más abundantes que los naselarios y estos a su vez son más abundantes que las diatomeas en manera general se puede observar que los radiolarios tienden a disminuir hacia la base del núcleo, otro de los aspectos a resaltar se encuentra entre los intervalos 153 cm al 235 cm donde se observa un incremento de los radiolarios.

Tabla 10. Resultados del conteo petrográfico de la fracción arenosa del núcleo de la estación 11, se resaltan en negritas los valores mayores que el promedio.

Intervalo (cm)	Frag.									Total
	SI	Mzφ	Diat.	Espu.	Nase.	Cuarzo	Feld	Roca	mN	
5-6	28.4	<b>7.3</b>	<b>22</b>	<b>88</b>	<b>62</b>	18	<b>2</b>	<b>17</b>	91	300
10-11	<b>30.5</b>	<b>7.6</b>	4	25	1	23	0	0	<b>247</b>	300
22-23	27.6	<b>6.9</b>	<b>16</b>	56	<b>30</b>	<b>56</b>	0	<b>12</b>	130	300
44-45	27.9	<b>6.8</b>	<b>12</b>	<b>64</b>	<b>38</b>	38	<b>1</b>	<b>24</b>	123	300
89-90	27.8	<b>6.8</b>	6	<b>70</b>	<b>27</b>	<b>57</b>	0	2	138	300
107-108	<b>31.3</b>	<b>6.7</b>	0	55	5	32	0	9	<b>199</b>	300
130-131	24.6	<b>6.7</b>	1	<b>91</b>	<b>24</b>	28	0	0	<b>156</b>	300
138-139	26.8	<b>7</b>	1	44	15	27	0	0	<b>213</b>	300
143-144	27.5	6.6	2	20	17	7	0	0	<b>254</b>	300
153-154	26.5	6.4	6	<b>162</b>	<b>29</b>	28	0	1	74	300
166-167	28.7	6.5	5	40	<b>21</b>	43	0	1	190	300
179-180	<b>31.1</b>	<b>6.8</b>	<b>7</b>	<b>95</b>	19	26	0	<b>7</b>	146	300
195-196	<b>29.9</b>	6.6	<b>7</b>	<b>71</b>	<b>32</b>	<b>97</b>	<b>1</b>	<b>6</b>	86	300
209-210	<b>30.5</b>	6.6	<b>11</b>	<b>72</b>	13	<b>92</b>	<b>1</b>	1	110	300
235-236	<b>31.5</b>	6.5	<b>7</b>	<b>79</b>	<b>45</b>	<b>83</b>	0	0	86	300
243-244	<b>32.5</b>	6.3	1	<b>76</b>	9	38	0	3	<b>173</b>	300
254-255	<b>31.7</b>	6.5	3	48	<b>31</b>	<b>63</b>	0	0	155	300
264-265	<b>33.5</b>	6.2	2	60	6	<b>72</b>	0	0	<b>160</b>	300
274-275	<b>32.5</b>	6.6	3	26	11	41	0	0	<b>219</b>	300
284-285	<b>31.7</b>	6.5	1	<b>57</b>	16	46	0	0	<b>180</b>	300
Promedio	29.6	6.7	5.85	64.95	22.55	45.75	0.25	4.15	156.5	
Desviación	2.4	0.3	5.67	31.38	14.83	25.00	0.55	6.67	53.33	
Max	33.5	7.6	22	162	62	97	2	24	254	
Min	24.6	6.2	0	20	1	7	0	0	74	

Diat.: Diatomeas, Espu.: Espumelarios, Nase.: Naselarios, Feld.: Feldespatos, Frag. Roca: Fragmentos de roca, mN: micronódulos.

Con respecto al cuarzo, fracción arenosa, se observa un incremento general hacia la base, aunque en la parte central (intervalos 153 cm al 235 cm) se observa una concentración mayor de este mineral, el cuarzo observado es anguloso por lo que podría proceder de cenizas pumíticas de volcanes continentales. Algunos cuarzos presentan vacuolas y vetillas que se pueden asociar con actividad hidrotermal. Los feldespatos están compuestos de plagioclasas y a lo largo del núcleo son escasos debido a su fácil alteración, no obstante, al ser también angulosos pueden sugerir fuentes de cenizas volcánicas, cuyo transporte aéreo no es suficiente para redondearlas.

A lo largo del núcleo se puede observar que la cantidad de micronódulos (Figs. 15 y 16) es muy variable aunque representa el mayor constituyente de la fracción arenosa del sedimento. Otro de los parámetros considerados en la petrografía son los fragmentos de roca volcánica los cuales tienden a disminuir hacia la base y curiosamente este parámetro en la parte central coincide con los valores altos de cuarzo donde se sugiere que hubo un incremento en el aporte volcánico. Aunque no se consideró en el conteo petrográfico por ser escasos también se observaron algunos clastos de hematita.

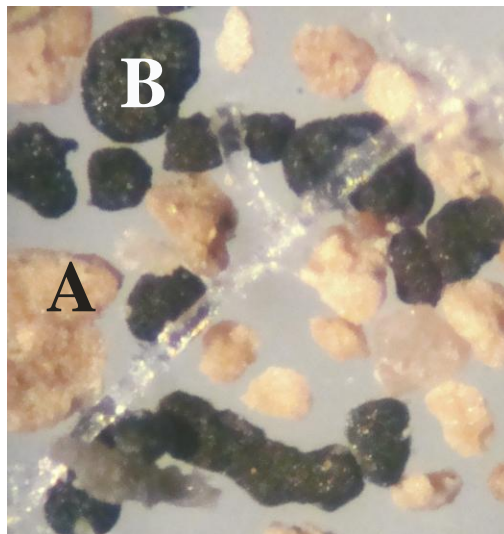


Figura 15. Imagen de líticos volcánicos (A) de color pardo y micronódulos de color negro (B) en la fracción arenosa del intervalo 44-45 cm.

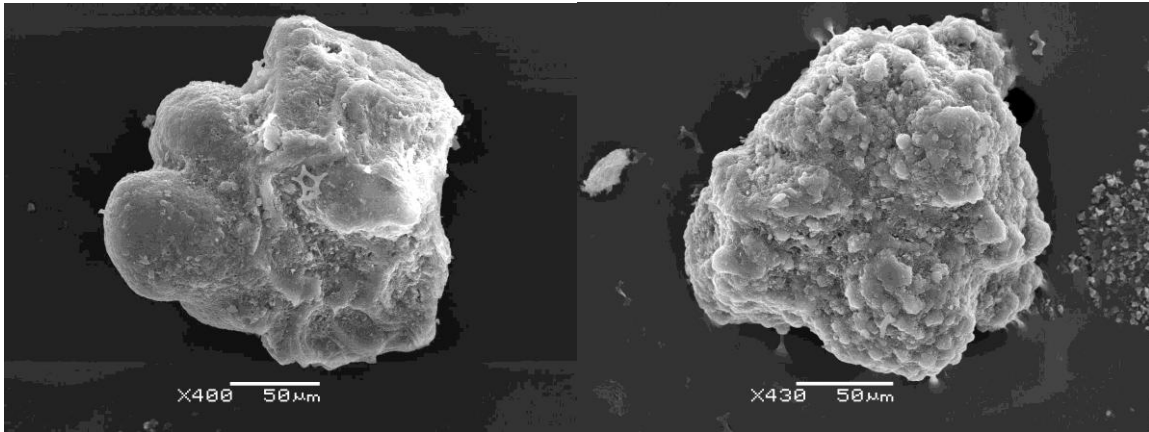


Figura 16. Imagen de dos micronódulos tomadas con la microsonda de barrido. A lo largo del núcleo de la estación 11 se observaron en abundancia y en proporciones similares.

Los biógenos identificados son los radiolarios y diatomeas (Figs. 17 y 18) los cuales pertenecen al reino Protista. Los radiolarios se dividieron en espumelarios y naselarios, siendo la principal diferencia entre ellos su forma ya que los primeros son esferoidales y los segundos tienen formas acampanadas.



Figura 17. Se muestran tres imágenes de microscopía electrónica de barrido. A la izquierda y parte central se encuentran dos radiolarios del tipo naselario y a la derecha un radiolario espumelario, ambos frecuentes a lo largo del núcleo de la estación 11.

A lo largo del núcleo se observaron diatomeas centrales (Fig. 18) las cuales pertenecen al reino Protista estas son de forma circular o elipsoide, sus valvas a menudo presentan patrones ornamentales de simetría radial y en su parte central presentan una roseta central y se caracterizan por tener un esqueleto de  $\text{SiO}_2$ .

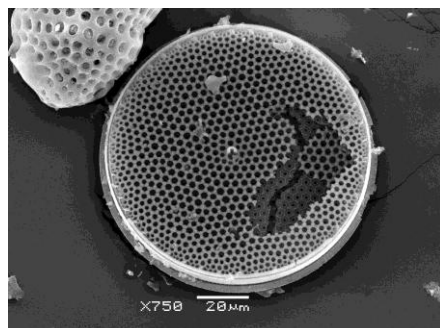


Figura 18. Diatomea central común a lo largo del núcleo de la estación 11.

Tabla 11. Resumen de porcentaje de biógenos, volcánicos, autógenos e hidrotermales en la fracción arenosa del núcleo de la estación 11, se resaltan en negritas los valores mayores que el promedio.

Intervalo (cm)	SI	Mzφ	% Biógenos	% volcánico	% Autógenos		Total
					(Micronodulos)	%hidrotermal	
5-6	28.4	<b>7.3</b>	<b>57.33</b>	<b>6.33</b>	30.33	6	100
10-11	<b>30.5</b>	<b>7.6</b>	10	0	<b>82.33</b>	7.67	100
22-23	27.6	<b>6.9</b>	34	4	43.33	<b>18.67</b>	100
44-45	27.9	<b>6.8</b>	38	<b>8.33</b>	41	12.67	100
89-90	27.8	<b>6.8</b>	<b>34.33</b>	0.67	46	<b>19</b>	100
107-108	<b>31.3</b>	6.7	20	3	<b>66.33</b>	10.67	100
130-131	24.6	6.7	<b>38.67</b>	0	52	9.33	100
138-139	26.8	7	20	0	71	9	100
143-144	27.5	6.6	13	0	<b>84.67</b>	2.33	100
153-154	26.5	6.4	<b>65.67</b>	0.33	24.67	9.33	100
166-167	28.7	6.5	22	0.33	<b>63.33</b>	14.33	100
179-180	<b>31.1</b>	<b>6.8</b>	<b>40.33</b>	<b>2.33</b>	48.67	8.67	100
195-196	<b>29.9</b>	6.6	<b>36.67</b>	<b>2.33</b>	28.67	<b>32.33</b>	100
209-210	<b>30.5</b>	6.6	<b>32</b>	0.67	36.67	<b>30.67</b>	100
235-236	<b>31.5</b>	6.5	<b>43.67</b>	0	28.67	<b>27.67</b>	100
243-244	<b>32.5</b>	6.3	28.67	1.	<b>57.67</b>	12.67	100
254-255	<b>31.7</b>	6.5	27.33	0	51.67	21	100
264-265	<b>33.5</b>	6.2	22.67	0	53.33	24	100
274-275	<b>32.5</b>	6.6	13.33	0	<b>73</b>	13.67	100
284-285	<b>31.7</b>	6.5	24.67	0	<b>60</b>	<b>15.33</b>	100
Promedio	29.6	6.7	31.12	1.47	52.17	15.25	
Desviación	2.4	0.3	14.20	2.35	17.78	8.33	
Max	33.5	7.6	65.67	8.33	84.67	32.33	
Min	24.6	6.2	10	0	24.67	2.33	

Agrupando los campos de la tabla anterior en: biógenos, autógenos, hidrotermal y volcánico (Tabla 11) se puede observar que en la fracción arenosa los autógenos son los más abundantes seguidos de los biógenos, hidrotermales y finalmente volcánicos.

#### e. Elementos mayores y traza en muestra total

A 19 muestras se le realizó el análisis de fluorescencia de rayos X para obtener los elementos mayores; las concentraciones de los elementos mayores y el promedio de cada elemento en la Tabla 12, en donde se observa que el elemento de mayor abundancia es el SiO<sub>2</sub> sobrepasando el 50 % de abundancia en todas las muestras, y siendo el de menor abundancia el TiO<sub>2</sub> las cuales son menores a 1%. Además en la Tabla 12 se muestra que hay una variación mínima de dichos valores a lo largo del núcleo.

Tabla 12. Elementos mayores (%) en diversos niveles del núcleo de la estación 11, se resaltan los valores mayores que el promedio.

Inter. (cm)	SI	Mzφ	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Suma
5-6	28.4	<b>7.3</b>	55.43	0.73	15.02	<b>10.01</b>	<b>4.17</b>	3.36	<b>1.88</b>	<b>5.73</b>	3.15	<b>0.51</b>	100
22-23	27.6	<b>6.9</b>	<b>56.44</b>	0.70	16.16	9.73	<b>2.65</b>	3.28	1.59	<b>6.03</b>	2.94	0.47	100
44-45	27.9	<b>6.8</b>	<b>56.49</b>	0.80	<b>16.47</b>	<b>10.24</b>	1.49	3.50	<b>1.68</b>	5.52	<b>3.33</b>	0.48	100
69-70	27.7	<b>7.1</b>	<b>57.33</b>	0.71	16.17	9.89	1.46	3.31	1.58	<b>5.91</b>	3.15	0.48	100
89-90	27.8	<b>6.8</b>	55.76	0.72	16.19	9.83	<b>3.18</b>	3.35	1.55	<b>5.93</b>	3.01	0.47	100
107-108	<b>31.3</b>	<b>6.7</b>	55.30	<b>1.02</b>	14.42	9.58	<b>3.85</b>	<b>5.73</b>	1.55	5.18	2.98	0.38	100
130-131	24.6	<b>6.7</b>	<b>56.46</b>	0.74	15.73	<b>9.90</b>	<b>2.91</b>	3.45	<b>1.69</b>	5.32	<b>3.27</b>	<b>0.50</b>	100
143-144	27.5	6.6	<b>56.70</b>	0.74	<b>16.56</b>	9.52	<b>2.41</b>	3.45	1.56	5.45	3.13	0.47	100
153-154	26.5	6.4	<b>57.35</b>	0.77	16.10	9.83	1.29	3.49	1.59	5.68	<b>3.42</b>	0.47	100
166-167	28.7	6.5	<b>56.84</b>	0.75	<b>16.97</b>	9.76	1.33	3.43	1.54	<b>5.89</b>	3.06	0.44	100
179-180	<b>31.1</b>	<b>6.8</b>	<b>56.95</b>	0.74	15.18	<b>11.04</b>	1.13	3.55	<b>1.67</b>	<b>5.96</b>	<b>3.26</b>	<b>0.52</b>	100
195-196	<b>29.9</b>	6.6	<b>56.64</b>	0.77	<b>17.13</b>	9.89	1.48	3.54	1.57	5.46	3.06	0.45	100
209-210	<b>30.5</b>	6.6	<b>56.51</b>	0.79	<b>16.65</b>	<b>10.12</b>	1.49	3.57	<b>1.66</b>	5.42	<b>3.31</b>	0.48	100
235-236	<b>31.5</b>	6.5	<b>56.90</b>	0.76	<b>16.77</b>	9.51	1.57	3.48	1.56	<b>6.03</b>	3.02	0.40	100
243-244	<b>32.5</b>	6.3	56.28	0.78	15.10	9.70	<b>2.51</b>	3.57	<b>1.73</b>	5.68	<b>3.31</b>	0.45	100
254-255	<b>31.7</b>	6.5	<b>56.43</b>	0.76	<b>17.02</b>	9.84	1.52	3.55	1.58	<b>5.82</b>	3.06	0.41	100
264-265	<b>33.5</b>	6.2	<b>56.79</b>	0.78	16.25	<b>10.08</b>	1.44	3.55	<b>1.70</b>	5.63	<b>3.30</b>	0.49	100
274-275	<b>32.5</b>	6.6	56.06	0.76	<b>17.26</b>	9.89	1.53	3.54	1.56	<b>5.10</b>	2.96	0.44	100
284-285	<b>31.7</b>	6.5	55.44	0.78	<b>16.89</b>	<b>10.09</b>	<b>2.17</b>	<b>3.62</b>	<b>1.67</b>	5.69	<b>3.20</b>	0.45	100
Promedio	29.6	6.7	56.4	0.8	16.3	9.9	2.1	3.6	1.6	5.7	3.2	0.5	
Desviación	2.4	0.3	0.6	0.07	0.75	0.34	0.91	0.52	0.09	0.25	0.14	0.04	
Max	<b>33.5</b>	7.3	57.35	1.02	17.26	11.04	4.17	5.73	1.88	6.03	3.42	0.52	
Min	24.6	6.2	55.30	0.70	14.42	9.51	1.13	3.28	1.54	5.18	2.94	0.38	



La Tabla 13 se muestran los datos de elementos traza obtenidos para el núcleo de la estación 11 en dicha tabla se observa que algunos horizontes tienen los valores arriba del promedio de la mayoría de los elementos.

Tabla 13. Elementos traza (ppm) en diversos niveles del núcleo de la estación 11, se resaltan los valores mayores que el promedio.

Inter. (cm)	SI	Mzφ	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
5-6	28.4	<b>7.3</b>	<b>172</b>	<b>541</b>	<b>10867</b>	<b>233</b>	6	<b>15</b>	<b>229</b>	<b>79</b>	<b>154</b>	<b>939</b>	<b>686</b>	<b>527</b>	<b>7</b>	47
22-23	27.6	<b>6.9</b>	150	439	9325	186	<b>29</b>	12	186	68	104	424	471	345	<b>9</b>	42
44-45	27.9	<b>6.8</b>	147	<b>506</b>	10293	192	<b>15</b>	<b>15</b>	<b>199</b>	<b>82</b>	105	499	471	346	<b>8</b>	<b>51</b>
69-70	27.7	<b>7.1</b>	144	446	9964	173	<b>22</b>	<b>14</b>	165	<b>82</b>	85	315	438	292	<b>8</b>	45
89-90	27.8	<b>6.8</b>	<b>180</b>	<b>501</b>	<b>10979</b>	<b>227</b>	5	<b>14</b>	<b>241</b>	73	<b>145</b>	<b>901</b>	<b>801</b>	<b>441</b>	6	47
107-108	<b>31.3</b>	<b>6.7</b>	<b>158</b>	<b>505</b>	<b>10754</b>	<b>197</b>	9	<b>15</b>	<b>216</b>	<b>76</b>	<b>117</b>	<b>610</b>	<b>575</b>	<b>384</b>	<b>8</b>	<b>54</b>
130-131	24.6	<b>6.7</b>	<b>174</b>	<b>518</b>	<b>10962</b>	<b>231</b>	5	<b>15</b>	<b>224</b>	74	<b>130</b>	<b>689</b>	<b>601</b>	<b>416</b>	<b>7</b>	<b>67</b>
143-144	27.5	6.6	<b>172</b>	414	10189	<b>216</b>	<b>17</b>	12	<b>195</b>	75	<b>125</b>	<b>607</b>	<b>659</b>	<b>386</b>	<b>8</b>	41
153-154	26.5	6.4	143	482	<b>10883</b>	172	7	<b>16</b>	187	<b>83</b>	84	324	423	296	6	<b>53</b>
166-167	28.7	6.5	145	441	10272	168	<b>16</b>	13	172	<b>79</b>	87	343	498	302	6	<b>49</b>
179-180	<b>31.1</b>	<b>6.8</b>	<b>157</b>	<b>515</b>	<b>11389</b>	<b>197</b>	<3	<b>15</b>	<b>195</b>	<b>80</b>	105	420	<b>532</b>	337	<b>7</b>	<b>52</b>
195-196	<b>29.9</b>	6.6	<b>164</b>	440	10056	<b>191</b>	<b>19</b>	13	182	<b>78</b>	105	472	<b>552</b>	346	<b>7</b>	46
209-210	<b>30.5</b>	6.6	156	<b>502</b>	<b>11053</b>	<b>200</b>	4	<b>15</b>	<b>195</b>	<b>80</b>	104	446	482	334	<b>7</b>	<b>55</b>
235-236	<b>31.5</b>	6.5	156	442	9997	176	<b>20</b>	12	179	68	99	433	438	320	6	43
243-244	<b>32.5</b>	6.3	<b>174</b>	<b>585</b>	<b>12461</b>	<b>232</b>	<3	<b>15</b>	<b>213</b>	<b>76</b>	<b>137</b>	<b>803</b>	<b>605</b>	<b>396</b>	6	46
254-255	<b>31.7</b>	6.5	148	434	10525	<b>180</b>	12	12	167	68	98	410	437	323	<b>7</b>	48
264-265	<b>33.5</b>	6.2	142	<b>505</b>	<b>11357</b>	171	<3	<b>16</b>	159	<b>77</b>	91	370	388	307	6	<b>50</b>
274-275	<b>32.5</b>	6.6	147	463	10402	177	<b>14</b>	<b>14</b>	169	70	92	372	418	310	6	48
284-285	<b>31.7</b>	6.5	<b>166</b>	<b>532</b>	<b>11397</b>	<b>217</b>	<3	<b>16</b>	<b>198</b>	75	<b>127</b>	<b>563</b>	523	<b>393</b>	6	<b>54</b>
Promedio	29.6	6.7	157.6	484.8	10690.8	196.6	13.3	14.2	193.2	75.9	110.2	523.2	526.2	357.9	6.9	49.4
Desviación	2.4	0.3	12.4	45.2	703.1	22.8	7.37	1.42	23.1	4.82	20.8	190	107.3	59.3	0.9	5.9
Max	<b>33.5</b>	7.3	180	585	12461	233	29	16	241	83	154	939	801	527	9	67
Min	24.6	6.2	142	414	9325	168	4	12	159	68	84	315	388	292	6	41

## DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La gráfica de susceptibilidad magnética (Fig. 9) permitió dividir la columna sedimentaria en tres paquetes, la Tabla 14 muestra el resumen de las características físicas de dichos paquetes.

Tabla 14. Resumen de las características físicas de los paquetes del núcleo de la estación 11.

Paquete	Color	SI	% arena	% limo	% arcilla	Mzφ
3	Tonos rojizos	baja	bajo	bajo	alto	alto
2	Tonos castaños	baja	bajo	alto	intermedio	intermedio
1	Tonos castaños	alta	bajo	alto	bajo	bajo

De acuerdo con Thompson y Olfield (1986) los minerales magnéticos que se pueden encontrar en sedimentos marinos son: cósmicos, terrígenos, biogénicos y autigénicos, en el área de estudio se descartan los minerales magnéticos biogénicos y cosmogénicos, debido a que los primeros no han sido reportados y los segundos tienen una baja depositación en dichos sedimentos. Como se observa en la Figura 9 los valores altos de susceptibilidad magnética del paquete inferior sugieren que este paquete tiene la mayor cantidad de minerales magnéticos los cuales se considera que pueden ser de origen volcánico ó autígeno.

El tamaño de partícula más abundante contenida en el sedimento es el limo, lo que indica que la acción del intemperismo químico provocado por el agua de mar produce la disgregación de las rocas volcánicas circundantes obteniendo partículas de tamaño de limos lo que constituye la fracción volcánica; con respecto a la fracción autógena y biógena los tamaños de partícula más abundante se encuentran de igual manera en limos debido a que las condiciones en el momento de su depósito no permitieron su crecimiento.

El porcentaje promedio de la fracción arenosa se encuentra alrededor del 3.08 % lo cual refleja poco aporte de esta fracción esto puede deberse a que las condiciones no eran adecuadas para la subsistencia de organismos de este tamaño, a que no se tenían las condiciones y cantidades necesarias de metales que permitieran la formación de micronódulos más grandes o nódulos, así mismo se considera que el intemperismo químico (almirólisis) es importante en la zona por lo que los fragmentos mayores se pueden disgregar rápidamente. Además, la distancia más cercana del núcleo al continente se

encuentra a unos 700 km aproximadamente (Baja California y Colima), lo que implica que las arenas no están siendo transportadas por corrientes marinas o por vientos, dado el tamaño de partícula. Esto marca una diferencia con detritos en tamaños de limos finos que pueden ser transportados por vientos desde zonas desérticas como las de Sonora hacia el Pacífico (Bonatti y Arrhenius, 1965).

Rea y Hovan (1995) reportaron valores de  $8\phi$  de tamaño gráfico promedio y valores de desviación gráfica inclusiva de 1 a  $1.2\phi$  para el área donde se ubica el núcleo de la estación 11. De acuerdo con los valores obtenidos en este trabajo el  $Mz\phi$  se encuentra en el rango de  $6.22\phi$  a  $7.59\phi$ , siendo tamaños más grandes los del presente trabajo y se obtuvieron valores de desviación gráfica inclusiva de  $1.72\phi$  a  $1.99\phi$ , indicando que los sedimentos estudiados por Rea y Hovan (1995) están mejor clasificados que los del núcleo de la estación 11, estas diferencias pueden deberse a que ellos estudiaron sedimentos superficiales en un estudio más amplio.

La mala clasificación de los sedimentos estudiados en el presente trabajo se debe principalmente a la variedad de tamaños presentes en el sedimento y dicha variación se asocia posiblemente con mezclas de sedimentos de diversa naturaleza (volcánica, biógena, autógena e hidrotermal). Esta mala clasificación también puede explicar interferencias en las mediciones de susceptibilidad magnética.

La composición mineralógica de muestra total y de la fracción limosa a lo largo del núcleo es similar, de acuerdo con el análisis cualitativo por difracción de rayos X y consta de cuarzo, plagioclasa intermedia, barita y arcilla, dichos componentes solo varían en cuanto al tamaño de los picos correspondientes. La similitud entre ambas puede deberse a que la fracción limosa es la más abundante en el núcleo y por lo tanto tiene más peso en lo que se refiere a características mineralógicas y texturales.

Los medios de transporte que definen la distribución y proporción de las arcillas en los océanos del mundo son los vientos, el agua y los glaciares, además la topografía de los fondos marinos juegan un papel muy importante en el depósito de los minerales arcillosos (Griffin *et al.*, 1968).

La fracción arcillosa está constituida en orden de abundancia por esmectita, caolinita e illita; el origen de la esmectita es el resultado del intemperismo de rocas ígneas y piroclásticas que están en contacto con el agua de mar y que posteriormente son depositadas por la acción de las corrientes de fondo (Griffin *et al.*, 1968; Betejtin 1970 y Hein *et al.*, 1979b). Varios autores mencionan que no hay evidencia para la formación de illita en el ambiente marino *in situ* (Griffin *et al.*, 1968; Hurley *et al.*, 1959) por lo que el origen de la caolinita e illita se considera terrígeno transportadas por el viento (Hein *et al.*, 1979b; Ziegler *et al.*, 2007; Griffin y Goldberg, 1963; Heath, 1969 y Windom, 1969). El K<sub>2</sub>O se considera detrítico debido a que se encuentra en los feldespatos, al alterarse estos el K<sub>2</sub>O es absorbido por arcillas de tipo illita (Nagender Nath *et al.*, 1989, Bêtard, 2009). Así, se considera que el potasio determinado en el sedimento se debe principalmente a la illita, la cual concentra este elemento como producto de la disolución de minerales silicatados (Tonguç *et al.*; 2001), debido al intemperismo de rocas basálticas adyacentes o por el transporte eólico de partículas finas de feldespatos. Como se observa en la Figura 11 la cima del núcleo tiene el porcentaje más alto de arcilla lo que sugiere que en dicho paquete hay un aporte mayor de origen volcánico por ser la esmectita la arcilla más abundante. De acuerdo con los mismos autores, y considerando que el núcleo se encuentra en una zona volcánica con gran abundancia de montes marinos de naturaleza básica, es que la zona contribuye a la presencia de esmética encontrada a lo largo del núcleo.

El conteo petrográfico de la fracción arenosa (20 láminas delgadas) muestra una mezcla de aportes volcánicos, hidrotermales, autigénicos y biogénicos. El aporte volcánico está constituido por los fragmentos de roca volcánica, plagioclasas y cuarzos. El aporte hidrotermal consta también de cuarzo (40-60 micras), el tamaño de los fragmentos de cuarzo es muy pequeño y anguloso y como se mencionó anteriormente presenta estructuras que sugieren que parte del cuarzo se formó por fluidos hidrotermales como lo reportan Canet y Prol-Ledesma (2006). El aporte autigéno está representado por micronódulos y fragmentos de nódulos polimetálicos, y el aporte biogéno por radiolarios, diatomeas y fragmentos de biógenos, los cuales disminuyen hacia la base lo cual es consistente con lo encontrado por Ross Heath *et al.* (1973), lo cual se puede deber a la dilución del sílice, según ha sido observado en otras áreas del Pacífico por Calvert (1974) y Banerjee y Iyer (1991). En el intervalo de 153cm al 235 cm hay un incremento de radiolarios esto puede

deberse a una mayor productividad durante la depositación de los sedimentos de este intervalo.

De acuerdo con Halbach *et al.*, (1988) la generación de micronódulos se debe a las fuertes corrientes de fondo que transportan granos finos de origen autógeno además de la participación de la agitación activa en los fondos marinos favorece la formación de los mismos; como se observa en la petrografía, los micronódulos son el componente más abundante en la fracción arenosa.

En la cima del núcleo de la estación 11 en los centímetros 1, 54, y 130 se observaron fragmentos de nódulos polimetálicos, los cuales ya han sido reportados cerca del lugar de recolección (Carranza-Edwards *et al.*, 1987) de los sedimentos, Brown *et al.* (1989) considera que su principal distribución se encuentra entre las latitudes de 40°N a 60°S y México por su posición geográfica cuenta con este recurso. De acuerdo con Carranza-Edwards y Rosales-Hoz (2003) los nódulos están constituidos de hierro, manganeso, cobre, níquel y cobalto; los valores de los metales (cobre, níquel y cobalto) que componen los nódulos polimetálicos son de interés económico potencial.

El material volcánico presente en la fracción arenosa pudo ser aportado por eventos volcánicos expuestos o submarinos ocurridos cerca del área de recolección del núcleo de la estación 11 debido a que esta zona se considera volcánicamente activa. Bryan (1967) e Hidalgo-Hernando (1987) reportan que la isla está compuesta por rocas volcánicas con eventos registrados desde el Terciario hasta el Cuaternario; dichas rocas al ser expuestas al intemperismo y erosión pueden aportar material al océano para formar parte del sedimento depositado en el fondo.

Hein *et al.* (1979a) y Piper *et al.* (1979) mencionan que los sedimentos del Océano Pacífico están constituidos por arcillas minerales, cuarzo, feldespato, microfósiles silíceos, óxidos de Fe y micronódulos de manganeso, siendo similares a lo encontrado en el presente estudio. Los minerales arcillosos reportados por Hein *et al.* (1979b) y Hoi-Soo *et al.* (1998) en sedimentos pelágicos del Pacífico son illita, clorita, caolinita y esmectita; a lo largo del núcleo de la estación 11 solo se encontró esmectita, caolinita e illita, en dicho núcleo no se observó la presencia de clorita.

De acuerdo con Kennett (1982) los sedimentos marinos se clasifican de acuerdo a sus constituyentes, por lo que los sedimentos colectados en el núcleo de la estación 11 se denominan sedimentos pelágicos por estar constituidos por arcillas, limos, arenas, radiolarios, diatomeas, poco contenido de materia orgánica, coloraciones pardas de los sedimentos y el lugar de recolección de dichos sedimentos se caracteriza por tasas de sedimentación bajas (Johnson, 1972; Lisitsyn, 1972; Ross Heath *et al.*, 1973).

Los resultados geoquímicos que se observan en la Tabla 12 (elementos mayores) y en la Tabla 13 (elementos traza) muestran que a lo largo del núcleo la variación de los elementos es mínima, por lo que cree que la mayor parte del sedimento tiene la misma procedencia y que no se ha presentado un cambio significativo en el aporte.

Con la finalidad de inferir la posible procedencia de los sedimentos del núcleo de la estación 11 se normalizaron los valores de los elementos mayores del núcleo con los de los Mid Oceanic Ridge Basalt (MORB) que aparecen en la Tabla 15, tomada de Taylor y McLennan (1985). Los valores normalizados se muestran en la Tabla 16.

Tabla 15. Valores de elementos mayores de Mid Oceanic Ridge Basalt (MORB) (Taylor y McLennan, 1985).

MORB	
SiO <sub>2</sub>	49.75
TiO <sub>2</sub>	1.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.55
MgO	7.74

Tabla 16. Valores normalizados de los elementos mayores del núcleo de la estación 11 con respecto a MORB.

Inter. (cm)	SiO <sub>2</sub> sed / SiO <sub>2</sub> MORB	TiO <sub>2</sub> sed / TiO <sub>2</sub> MORB	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> sed / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> MORB	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> sed / Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> MORB	MgO sed / MgO MORB
5-6	1.11	0.49	0.93	0.95	0.43
22-23	1.13	0.47	1.00	0.92	0.42
44-45	1.14	0.53	1.02	0.97	0.45
69-70	1.15	0.47	1.00	0.94	0.43
89-90	1.12	0.48	1.01	0.93	0.43
107-108	1.11	0.68	0.90	0.91	0.74
130-131	1.13	0.49	0.98	0.94	0.45
143-144	1.14	0.49	1.03	0.90	0.45
153-154	1.15	0.51	1.00	0.93	0.45
166-167	1.14	0.50	1.05	0.92	0.44
179-180	1.14	0.49	0.94	1.05	0.46
195-196	1.14	0.51	1.06	0.94	0.46
209-210	1.14	0.53	1.03	0.96	0.46
235-236	1.14	0.50	1.04	0.90	0.45
243-244	1.13	0.52	0.99	0.92	0.46
254-255	1.13	0.50	1.06	0.93	0.46
264-265	1.14	0.52	1.01	0.96	0.46
274-275	1.13	0.50	1.07	0.94	0.46
284-285	1.11	0.51	1.05	0.96	0.47

Como se observa en la Tabla 16 los valores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> son muy cercanos a uno lo que indica que la composición de los sedimentos del núcleo de la estación 11 es similar a la composición de MORB, por lo que se infiere que la mayor parte de los sedimentos presentes en dicho núcleo tienen una procedencia volcánica, quizá como producto del intemperismo de las rocas circundantes o por eventos volcánicos cercanos al lugar de recolección.

En la Figura 19 se graficaron los datos de la Tabla 16, para visualizar el comportamiento de estos a lo largo del núcleo, en dicha figura, la línea gruesa es el eje de referencia MORB y respecto a ella se aprecia un ligero enriquecimiento de SiO<sub>2</sub> que parece deberse al aporte biogénico presente en el núcleo de la estación 11.

El empobrecimiento de  $\text{TiO}_2$  podría deberse a que es un elemento poco móvil, y no se transporta grandes distancias. El empobrecimiento en el  $\text{MgO}$  puede deberse a que los nódulos polimetálicos algunos veces presentan altas concentraciones de Mg (Laurencio-Mariño *et al.*, 2002) por lo que al observarse nódulos y micronódulos en los sedimentos del núcleo de la estación 11 se infiere que estos son los responsables de dicho empobrecimiento. El  $\text{TiO}_2$  es de origen volcánico porque procede de este tipo de rocas presentes en los montes marinos cercanos y el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  es de origen detrítico el cual se encuentra principalmente en la plagioclasa y arcillas.



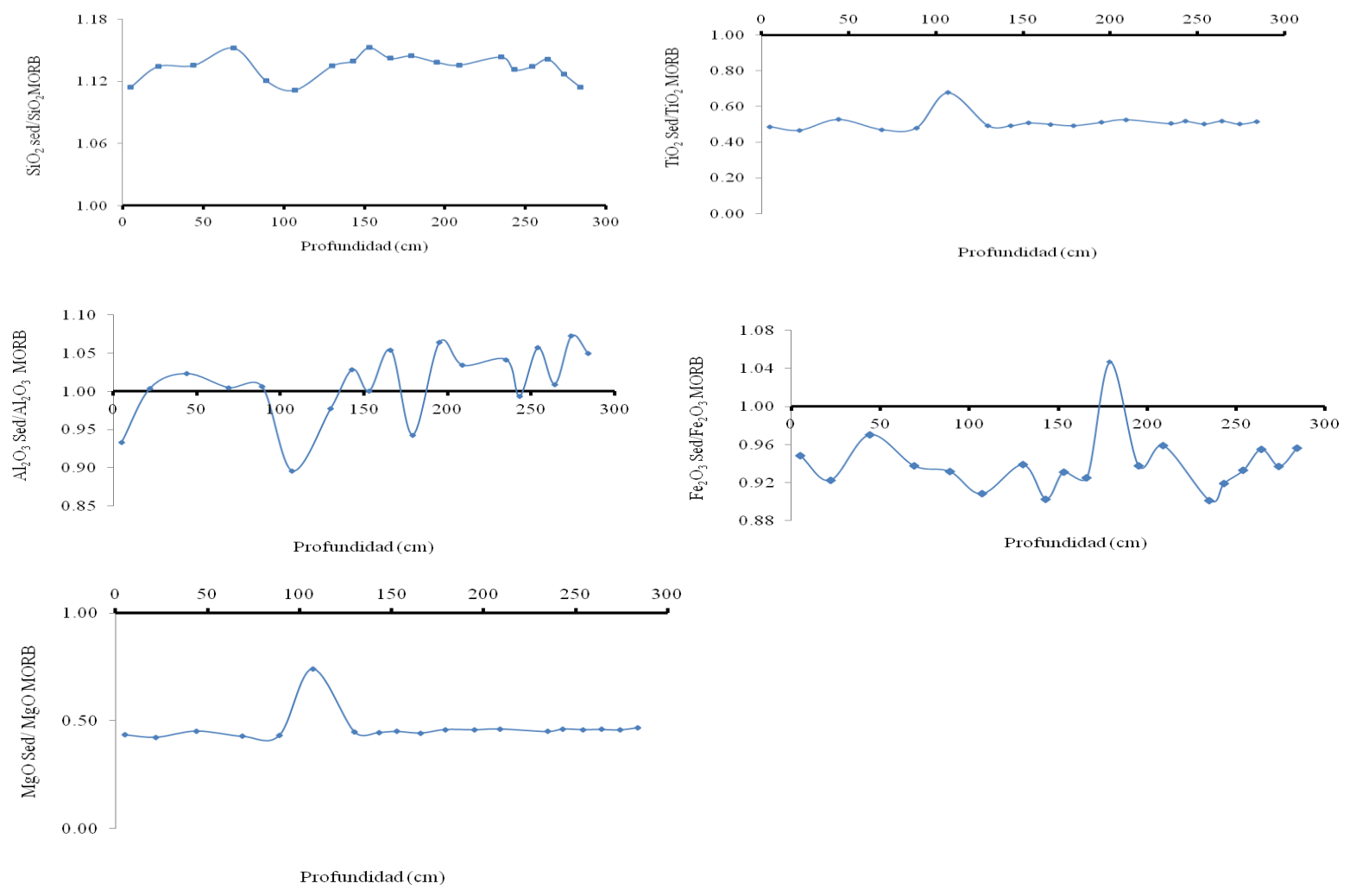


Figura 19. Algunos elementos mayores normalizados con respecto a MORB representados por el eje X.

Considerando que la mayor cantidad del sedimento es de origen volcánico, se compararon los porcentajes promedio de elementos mayores con el de algunas rocas pertenecientes al Archipiélago de Revillagigedo (Tabla 17) por ser las rocas volcánicas emergidas más cercanas al punto de obtención de los sedimentos del núcleo de la estación 11.

Como se observa en la Tabla 17 los porcentajes de elementos mayores son similares debido a que se encuentran en la misma zona volcánica por lo que se cree que el aporte de material volcánico proviene de los montes submarinos cercanos o del área circundante por encontrarse en una zona volcánica activa..

Tabla 17. Comparación de los porcentajes promedio del núcleo de la estación 11 y análisis de rocas del Archipiélago de Revillagigedo, obtenidos en la literatura.

	Núcleo 11	Isla Clarión <sup>1</sup>	Isla Socorro <sup>2</sup>	San Benedicto <sup>3</sup>	Roca Partida <sup>4</sup>
SiO <sub>2</sub>	56.4	50.6	57	46.4	50.29
TiO <sub>2</sub>	0.8	2.3	1.35	2.3	2.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.3	16.6	14.9	17.3	17.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.9	4	4.3	4.07	2.8
MgO	3.6	4.4	2.2	6.24	4.6
CaO	1.6	6.2	4.3	9.1	8.33
Na <sub>2</sub> O	5.7	4.2	5.4	3.1	3.6
K <sub>2</sub> O	3.2	2.4	3.4	1.2	4.29

<sup>1</sup>Rocas basálticas de la Isla Clarión (Bryan, 1967).

<sup>2</sup>Rocas basálticas de la Isla Socorro (Bryan, 1976).

<sup>3</sup>Rocas basálticas de la Isla San Benedicto (Moore, 1970).

<sup>4</sup>Traquiandesita de la Isla Roca Partida (Richards, 1964).

En la Figura 20 se observa un diagrama de dispersión entre el SiO<sub>2</sub> y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> la gran dispersión observada en dicho diagrama se debe a que los sedimentos del núcleo de la estación 11 tienen mezclas de aportes biógenos e hidrotermales de acuerdo a lo observado en la petrografía de la fracción arenosa.

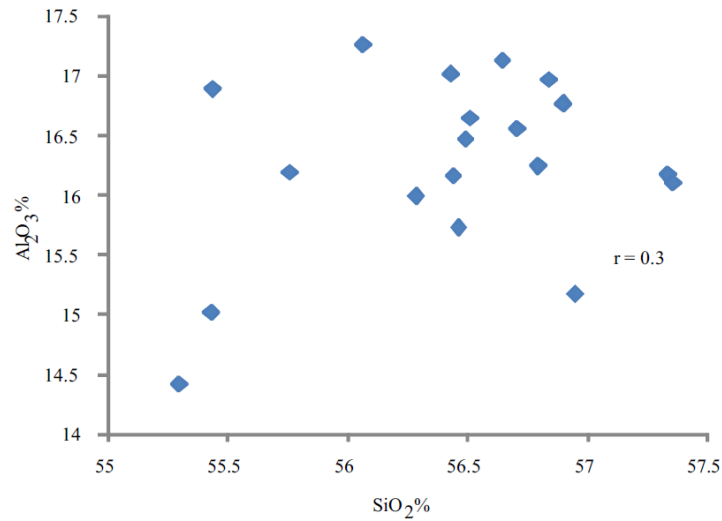


Figura 20. Diagrama de dispersión de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) vs. SiO<sub>2</sub> (%).

Los valores de elementos traza del núcleo de la estación 11 (Tabla 13) se normalizaron con respecto a los elementos traza de MORB (Tabla 18) (Taylor y McLennan, 1985) para ver su comportamiento. Dicha normalización se muestra en la Tabla 19, en la cual se observa que hay diferencias entre ambos, dichas diferencias pueden deberse a que los valores de MORB son en roca y los sedimentos del núcleo tienen influencia biógena (radiolarios, diatomeas y fragmentos de biógenos), autógena (nódulos y micronódulos polimetálicos), hidrotermal (cuarzo) y volcánica (fragmentos de roca y plagioclasas) como se observa en la petrografía de la fracción arenosa. Estos constituyentes son responsables del enriquecimiento u empobrecimiento de valores traza.

Tabla 18. Valores de elementos traza de MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) (Taylor y McLennan, 1985).

MORB	
Rb	2.2
Sr	130
Ba	25
Y	32
Zr	80
Nb	2.2
V	250
Cr	270
Co	47
Ni	135
Cu	86
Zn	85
Th	0.22
Pb	0.8

Con la finalidad de observar el comportamiento de la Tabla 19, se graficaron los valores de dicha tabla, los cuales se muestran en la Figura 21. El Ba es un elemento que presenta un alto enriquecimiento en el sedimento del núcleo de la estación 11. El origen del Ba está relacionado con actividad biogénica (Klump *et al.* 2000; Schenau *et al.*, 2001, Paytan *et al.* 2002) ó volcánica e hidrotermal (Boström *et al.*, 1973); los valores obtenidos a lo largo del núcleo son muy altos por lo que en este trabajo se le relaciona más con un fenómeno hidrotermal (Paytan *et al.* 2002) ya que se ha reportado (Rosales-Hoz, 1989) la existencia de fracturas en las cuales hay hidrotermalismo a lo largo de Fractura Clarión. Con respecto a los valores alto de Ba se cree que se debe a que el bario es uno de los elementos con densidad y resistencia alta. Al sepultarse el Ba se hace más resistente a los procesos químicos de intemperismo (Paytan *et al.* 2002). En la Figura 21 se puede observar que el Rb y Sr se encuentran muy altos con respecto a los valores de MORB; esto se debe a la influencia del hidrotermalismo (Canet y Prol-Ledesma, 2006) existente en la zona

(Rosales-Hoz, 1989). El origen del Sr también se puede asociar con basaltos (Barret *et al.*, 1988; Turekian y Wedepohl, 1961; Fauqué y Villar, 2003).

Carranza-Edwards y Rosales-Hoz (2003) mencionan que los nódulos polimetálicos dentro de la Zona Económica Exclusiva de México están compuestos por: Fe, Mn, Cu, Ni y Co. La presencia de nódulos y micronódulos polimetálicos en la fracción arenosa y posiblemente en la fracción limosa puede explicar la gran diferencia entre los valores de estos elementos entre MORB y el núcleo de la estación 11. Se puede entonces inferir que la influencia de los sedimentos metalíferos favorece la formación de nódulos o micronódulos polimetálicos. Se puede observar en la Figura 21 la estrecha relación de varios elementos (Y, V, Zn, Ni, Cu y Co) que conservan el mismo comportamiento con respecto a la profundidad y que sus concentraciones están muy alejados de las concentraciones de MORB. Con respecto al Y y al V se considera que son de origen hidrotermal ya que a través de los fluidos hidrotermales pueden ser acarreados de rocas magmáticas (Vasallo, 1995).

El Cr puede considerarse de origen volcánico pues el contenido en rocas basálticas está en un rango de 0 - 100 ppm (Toyoda y Masuda, 1990) y pueden llegar a los sedimentos marinos por lixiviación de volcanes submarinos, en el núcleo de la estación 11 los valores de Cr son similares a lo reportado por Toyoda y Masuda (1990).

El Zr se encontró en bajas proporciones a pesar de que se deriva principalmente de aportes volcánicos, pues es un elemento poco móvil de alta densidad. No obstante que McLennan (2001) y Turekian y Wedepohl (1961) reportan valores altos de Zr en rocas basálticas, por lo que el Zr podría proceder de montes marinos cercanos.

Con respecto al Th, Pb y Nb se encuentran enriquecidos, y no se descarta que su fuente sea de origen volcánico por la acción de intemperismo químico (alimirolisis). La presencia de Zr, Th, Pb y Nb se puede relacionar con rocas basálticas, pero se encuentran en bajas proporciones, tal vez por el exceso de biógenos, terrígenos y autógenos.. La concentración del Pb en los sedimentos del fondo marino se debe a su durabilidad y poca movilidad como lo reporta McLennan (2001). El Th está controlado por materiales detríticos y se encuentra en cantidades bajas debido a que químicamente es muy reactivo y su tiempo de estancia es muy corto (Krishnaswami, 1976).

Tabla 19. Valores de elementos traza del núcleo de la estación 11 normalizados con respecto a MORB.

Inter. (cm)	Rb sed / Rb MORB	Sr sed / Sr MORB	Ba sed / Ba MORB	Y sed / Y MORB	Zr sed / Zr MORB	Nb sed / Nb MORB	V sed / V MORB	Cr sed / Cr MORB	Co sed / Co MORB	Ni sed / Ni MORB	Cu sed / Cu MORB	Zn sed / Zn MORB	Th sed / Th MORB	Pb sed / Pb MORB
5-6	78.18	4.16	434.68	7.28	0.08	6.82	0.92	0.29	3.28	6.96	7.98	6.20	31.82	58.75
22-23	68.18	3.38	373.00	5.81	0.36	5.45	0.74	0.25	2.21	3.14	5.48	4.06	40.91	52.50
44-45	66.82	3.89	411.72	6.00	0.19	6.82	0.80	0.30	2.23	3.70	5.48	4.07	36.36	63.75
69-70	65.45	3.43	398.56	5.41	0.28	6.36	0.66	0.30	1.81	2.33	5.09	3.44	36.36	56.25
89-90	81.82	3.85	439.16	7.09	0.06	6.36	0.96	0.27	3.09	6.67	9.31	5.19	27.27	58.75
107-108	71.82	3.88	430.16	6.16	0.11	6.82	0.86	0.28	2.49	4.52	6.69	4.52	36.36	67.50
130-131	79.09	3.98	438.48	7.22	0.06	6.82	0.90	0.27	2.77	5.10	6.99	4.89	31.82	83.75
143-144	78.18	3.18	407.56	6.75	0.21	5.45	0.78	0.28	2.66	4.50	7.66	4.54	36.36	51.25
153-154	65.00	3.71	435.32	5.38	0.09	7.27	0.75	0.31	1.79	2.40	4.92	3.48	27.27	66.25
166-167	65.91	3.39	410.88	5.25	0.20	5.91	0.69	0.29	1.85	2.54	5.79	3.55	27.27	61.25
179-180	71.36	3.96	455.56	6.16	0.04	6.82	0.78	0.30	2.23	3.11	6.19	3.96	31.82	65.00
195-196	74.55	3.38	402.24	5.97	0.24	5.91	0.73	0.29	2.23	3.50	6.42	4.07	31.82	57.50
209-210	70.91	3.86	442.12	6.25	0.05	6.82	0.78	0.30	2.21	3.30	5.60	3.93	31.82	68.75
235-236	70.91	3.40	399.88	5.50	0.25	5.45	0.72	0.25	2.11	3.21	5.09	3.76	27.27	53.75
243-244	79.09	4.50	498.44	7.25	0.04	6.82	0.85	0.28	2.91	5.95	7.03	4.66	27.27	57.50
254-255	67.27	3.34	421.00	5.63	0.15	5.45	0.67	0.25	2.09	3.04	5.08	3.80	31.82	60.00
264-265	64.55	3.88	454.28	5.34	0.04	7.27	0.64	0.29	1.94	2.74	4.51	3.61	27.27	62.50
274-275	66.82	3.56	416.08	5.53	0.18	6.36	0.68	0.26	1.96	2.76	4.86	3.65	27.27	60.00
284-285	75.45	4.09	455.88	6.78	0.04	7.27	0.79	0.28	2.70	4.17	6.08	4.62	27.27	67.50

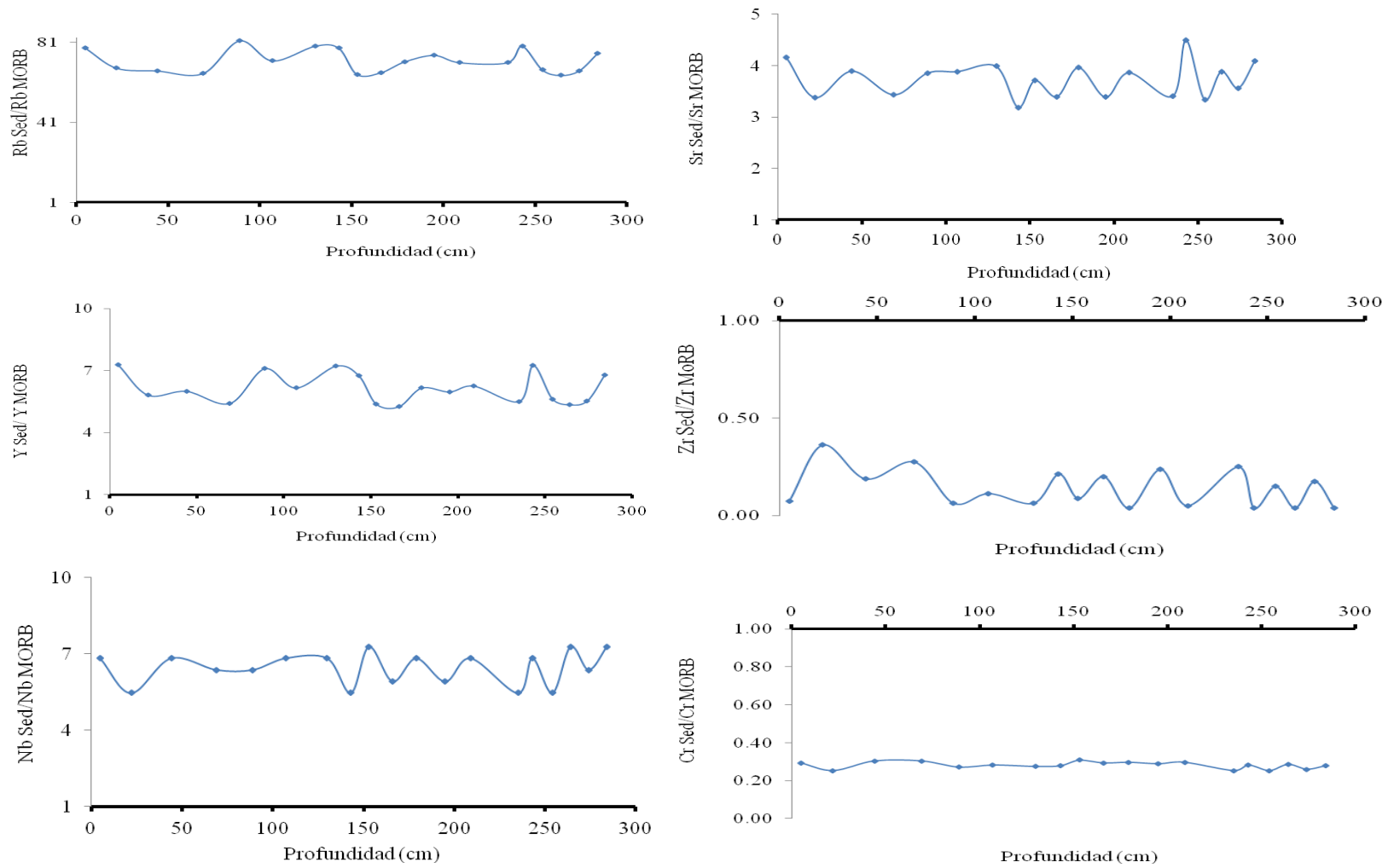
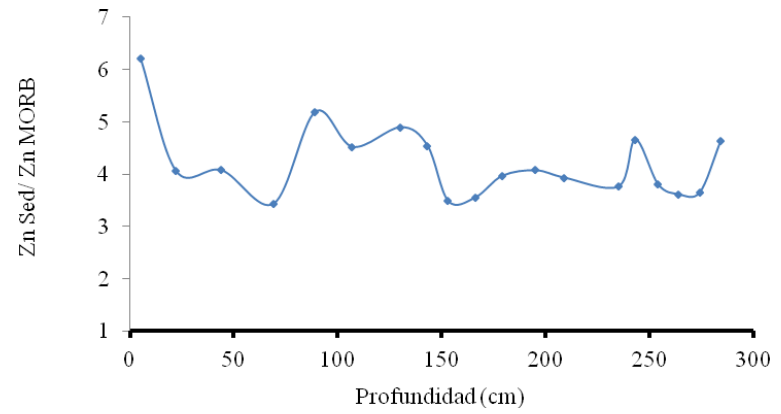
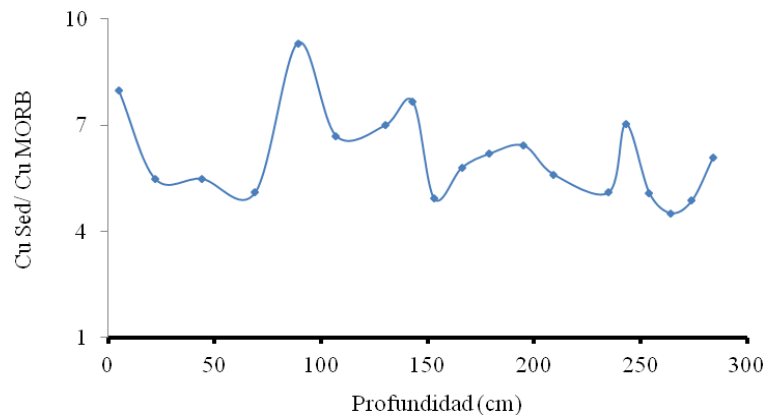
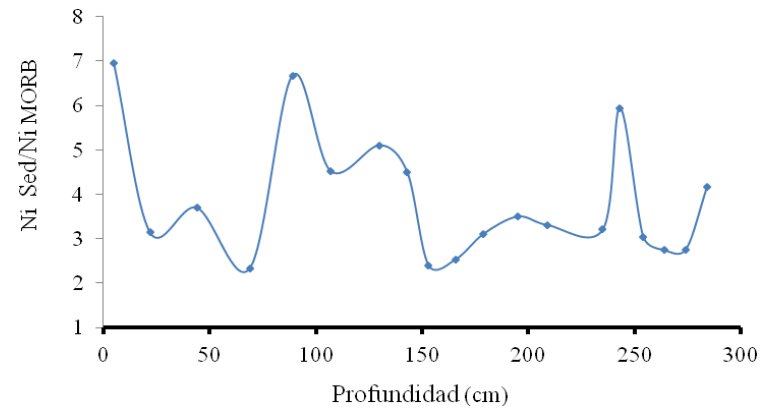
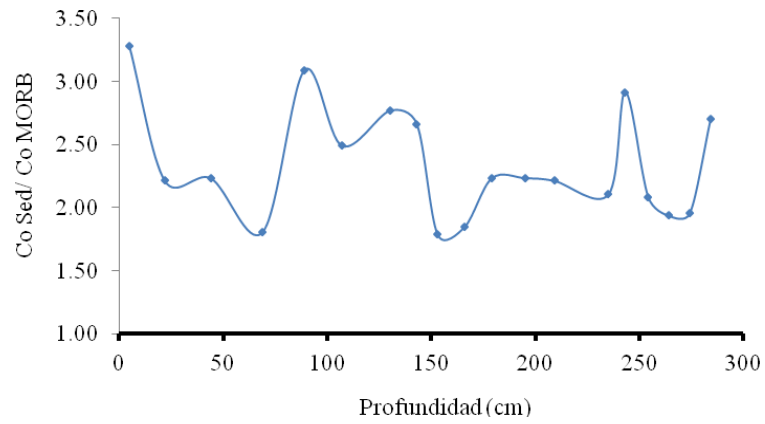
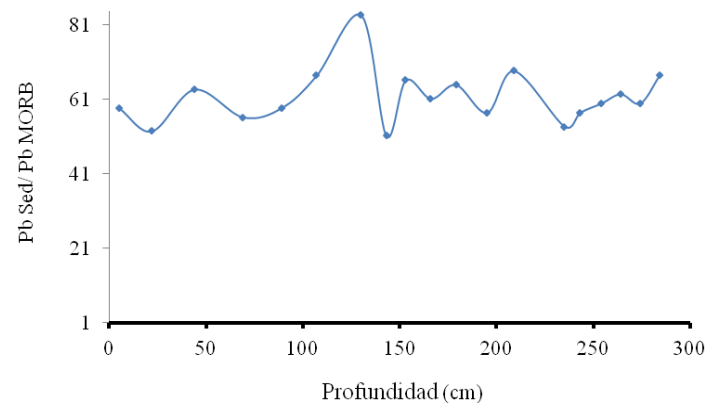
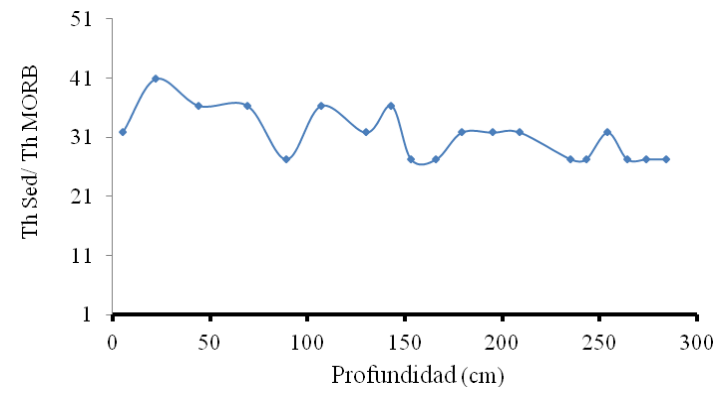
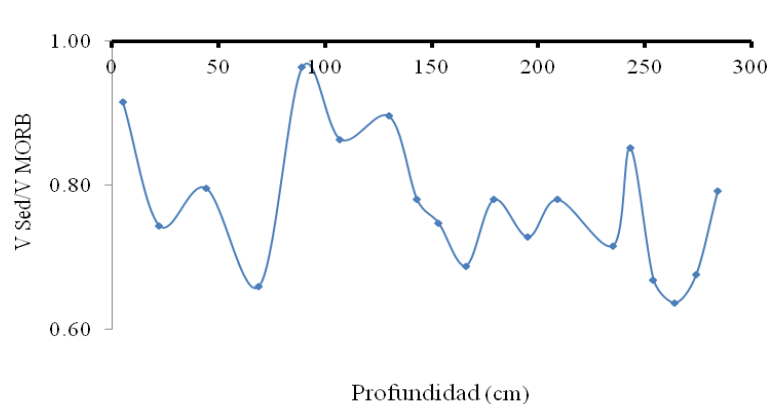


Figura. 21. Elementos traza del núcleo de la estación 11 normalizados con respecto a MORB. El eje X corresponde a los valores de MORB.



... Continuación Figura 21.



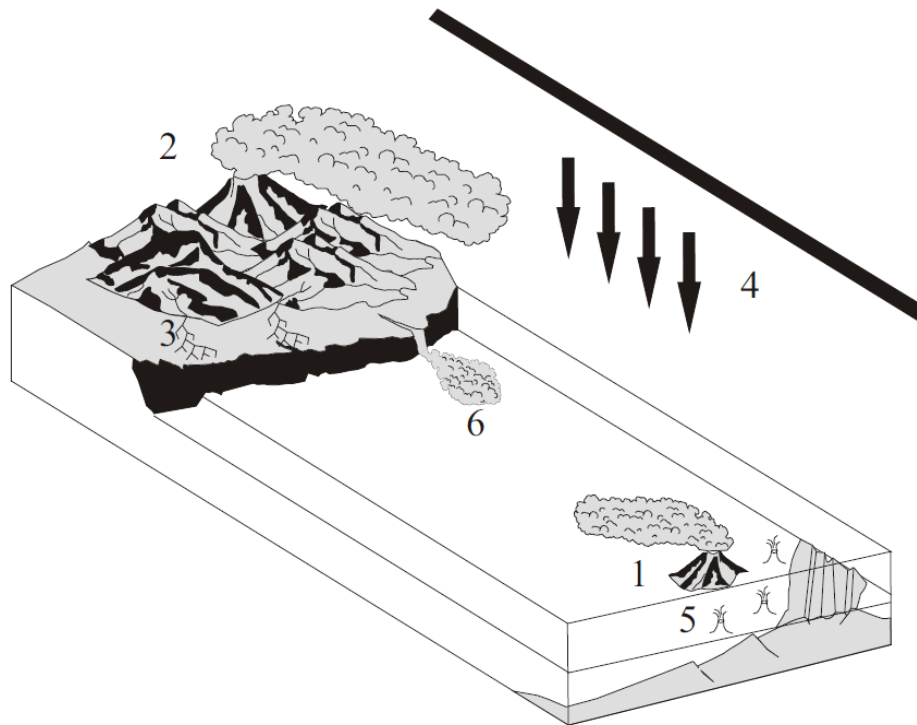


... Continuación Figura 21.

De acuerdo con los elementos mayores y traza se puede inferir que los sedimentos del núcleo de la estación 11 en su gran mayoría son aportados desde la zona volcánica activa en la que se encuentra localizado el núcleo, con un aporte menor de material biógeno, autógeno e hidrotermal como se observa en la petrografía y terrígeno (illita) como se observó en la composición de la fracción arcillosa.

El SiO<sub>2</sub> presente en los sedimentos tiene aporte hidrotermal a través de soluciones silíceas que después se cristalizan como lo reporta Canet y Prol-Ledesma (2006) y biógeno por radiolarios y diatomeas observados en la petrografía de la fracción arenosa, aunque no se descarta la presencia de sílice terrígeno transportado por vientos y explosiones volcánicas (Rex y Goldberg, 1957) que pueden estar contenidos en los tamaños más finos de los sedimentos del núcleo. En sedimentos marinos el sílice se puede encontrar como desechos planctónicos (ópalo), ceniza y productos de alteración de rocas en áreas amplias de vulcanismo submarino (Calvert, 1974).

La Figura 22 muestra las principales fuentes de aporte de sedimentos al océano, el punto de recolección del núcleo de la estación 11 puede estar influenciado por las fuentes que en la Figura 22 se muestran, siendo estos sedimentos una mezcla de varias fuentes de procedencia, lo cual dificulta un poco su estudio.



1. Vulcanismo submarino.
2. Vulcanismo expuesto.
3. Sedimentos Fluviales
4. Aporte eólico
5. Zonas hidrotermales.
6. Abanicos abisales.

Figura 22. Esquema tridimensional donde se muestran las posibles fuentes involucradas en el aporte de sedimentos al punto de estudio elaborado por Islas y colaboración de Ferreira-Hernández.

En la Figura 23 se muestra la comparación de algunos elementos mayores y traza metálicos con el tamaño gráfico promedio y la susceptibilidad magnética, en la cual se observa que los elementos presentes en los nódulos polimetálicos (Co, Cu, Ni) tienen un comportamiento similar entre sí, pero un comportamiento diferente al de la susceptibilidad magnética por lo que se infiere que la presencia de micronódulos a lo largo del núcleo de la estación 11 no tienen una relación directa con la susceptibilidad. La susceptibilidad detecta minerales magnéticos por lo que se esperaría que tuviera un comportamiento similar al del

$\text{Fe}_2\text{O}_3$ , pero no es así posiblemente debido a que el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  es muy móvil y pudo haber migrado y formado otros compuestos que no tienen una contribución a la susceptibilidad magnética, además de que el contenido biógeno ó autógeno pudo oscurecer la señal.

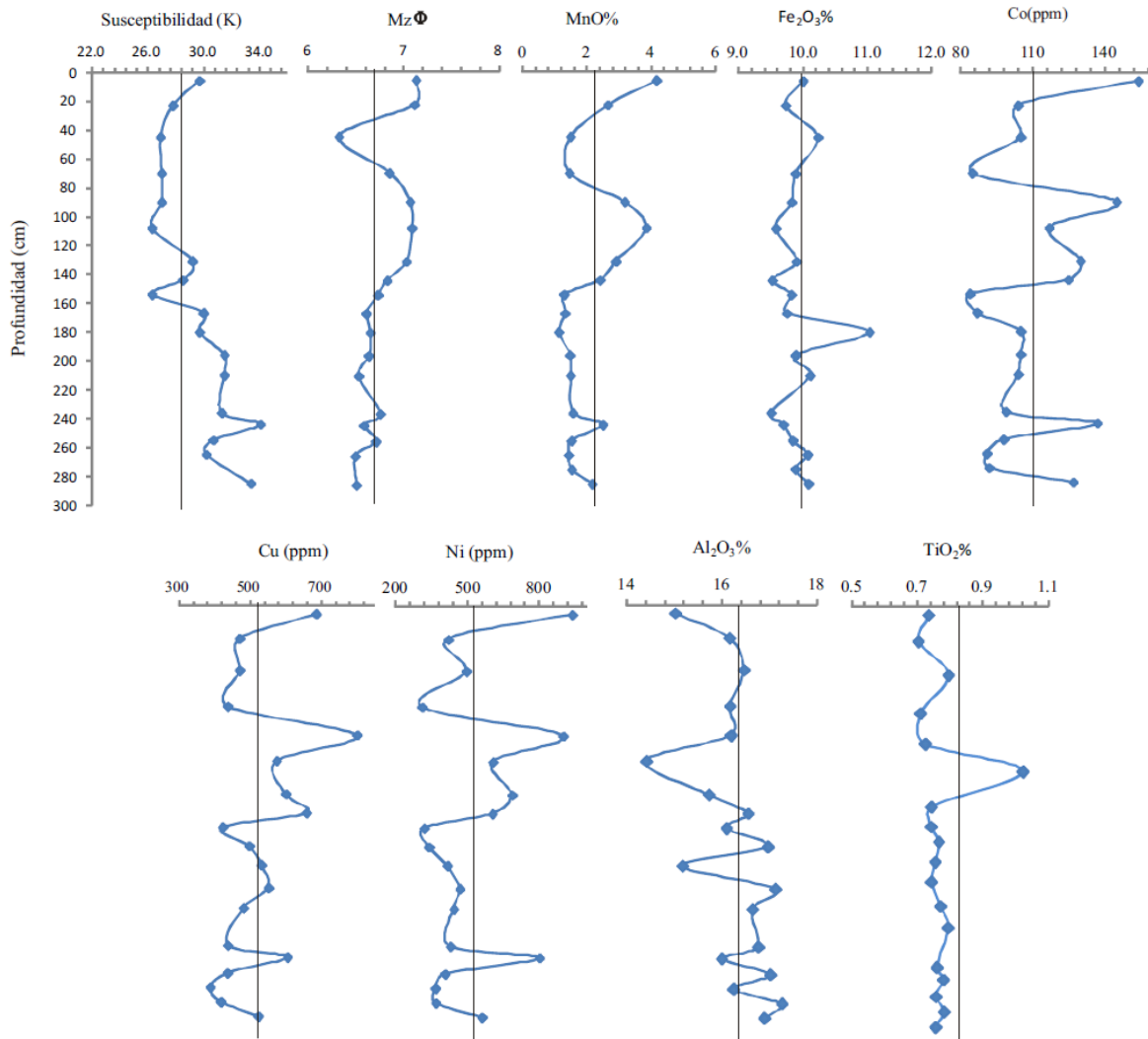


Figura 23. Comparación de algunos elementos mayores y traza con la susceptibilidad magnética.

## CONCLUSIONES

Las características físicas de los sedimentos del núcleo de la estación 11 permiten dividir la columna de sedimentos del núcleo en tres paquetes: 1) el paquete inferior que presenta colores castaños, valores de susceptibilidad altos, porcentaje de arena bajo, porcentaje de limo alto, porcentaje de arcilla bajo y tamaño gráfico promedio bajo; 2) el paquete intermedio, que tiene tonos castaños, valores de susceptibilidad magnética bajos, porcentaje de arena bajo, porcentaje de limo alto, porcentaje de arcilla intermedio y tamaño gráfico promedio intermedio; y 3) el paquete de la parte superior, el cual presenta colores rojizos, valores de susceptibilidad baja, porcentaje de arena bajo, porcentaje de limo bajo, porcentaje de arcilla alto y tamaño gráfico promedio alto.

El análisis granulométrico muestra que el tamaño de partícula más abundante es el limo y el de menor abundancia la arena. Los parámetros texturales sugieren que el tamaño gráfico promedio a lo largo del núcleo es el limo y el sedimento está mal clasificado debido a la variedad de tamaños (arena, limo y arcilla) presentes en el sedimento. Por lo anterior cabe señalar que no se trata de arcillas pelágicas, sino de lodos de limos arcillosos pelágicos.

La susceptibilidad magnética detecta minerales magnéticos pero en el presente estudio se observó que los nódulos y micronódulos no tenían una relación directa con la susceptibilidad de igual manera que el  $Fe_2O_3$ , debido a que al ser un elemento móvil pudo haber migrado y formado compuestos que no contribuyeran con la susceptibilidad. Además la presencia de biógenos y terrígenos pudo disminuir la señal magnética, pues el mayor peso textural y composicional lo dan los limos que son ricos en cuarzo y plagioclasas intermedias.

La composición mineralógica a lo largo del núcleo en muestra total y la fracción limosa es similar, sólo varía en las proporciones de cada fase mineralógica. Dichas fases son: cuarzo, plagioclasa intermedia, barita y arcilla. La fracción arcillosa está constituida en orden de abundancia por esmectita, caolinita e illita; al ser la esmectita la arcilla más abundante se infiere que los sedimentos del núcleo de la estación 11 tienen aporte de origen volcánico.

El análisis petrográfico de arenas, el análisis geoquímico, la mala clasificación del sedimento y la presencia de esmectita en mayor cantidad sugieren que los sedimentos

estudiados son una mezcla de aportes volcánicos, autógenos, biógenos e hidrotermales; y la illita puede indicar además aportes terrígenos.

Los elementos mayores del núcleo comparados con los de MORB indican que la mayoría de los sedimentos son de origen volcánico y que en menor cantidad se depositaron sedimentos biógenos, autógenos, hidrotermales y terrígenos. El material biógeno está constituido por radiolarios y diatomeas; el autógeno por micronódulos y nódulos polimetálicos; el hidrotermal por cuarzo y el terrígeno por la arcilla illita y posible cuarzo y plagioclasas transportados por vientos en los tamaños más pequeños.

Los sedimentos de la estación 11 presentan afinidad con elementos mayores de las rocas del Archipiélago de Revillagigedo, debido a que se ubican en la misma zona volcánica.

La comparación de los elementos traza del núcleo de la estación 11 con los de MORB muestra que los elementos que están contenidos en los nódulos ó micronódulos polimetálicos tienen valores más altos en el núcleo de la estación 11, lo cual evidencia el aporte autógeno a los sedimentos. Además de los valores altos en elementos hidrotermales que apoyan dicho aporte como el Ba, Sr y Rb.

El SiO<sub>2</sub> presente en el núcleo en la fracción arenosa es una mezcla de sílice biógena y sílice hidrotermal, siendo la primera más abundante que la segunda. El contenido de sílice terrígena no se descarta debido a que puede estar contenido en los tamaños más pequeños o dentro de cenizas volcánicas. Finalmente, se resalta que los radiolarios constituyen un núcleo potencial importante para el desarrollo de los micronódulos.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Addy, S. K., 1978. Distribution of Fe, Mn, Cu, Ni and Co in coexisting manganese nodules and micronodules. *Marine Geology*, 28, M9-M17.
- Aguayo-Camargo, J. E., y Trápaga R., 2000. Geodinámica de México y minerales del mar. México. Fondo de Cultura Económica: ILCE, 105 p.
- Aguirre-Gómez, R., 2001. Los mares mexicanos a través de la percepción remota. Instituto de Geografía, UNAM, 85p.
- Banerjee, R., y Iyer, S. D., 1991. Biogenic influence on the growth of ferromanganese micronodules in the Central Indian Basin. *Marine Geology*, 97, 413-421.
- Barrett, T. J., Jarvis, I., Longstaffe, F. J., y Farquhar, R., 1988. Geochemical aspects of hydrothermal sediments in the eastern Pacific Ocean: an update. *Canadian Mineralogist*. 26, 841-858.
- Bétard, F., Caner, L., Gunnell, Yanni., y Bourgeon, G., 2009. Illite neoformation in plagioclase during weathering: Evidence from semi-arid Northeast Brazil. *Geoderma*, 152, 53-62.
- Betejtin, A., 1970. Curso de mineralogía. Editorial Mir. Moscú, 739 p.
- Blanchet, C. L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E y Beaufort, L., 2007. Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. *Quaternary Science Reviews*. 26, 3118-3133.
- Bonatti, E. y Arrhenius, G., 1965, Eolian sedimentation in the Pacific off northern Mexico: *Marine Geology*, 3(1965), 337-348.
- Boström, K., Joensuu, O., Moore, C., Boström, B., Dalziel, M., y Horowitz, A., 1973. Geochemistry of barium in pelagic sediments. *Lithos*, 6, 159-174.
- Boström, K., Kraemer, T. y Gartner, S., 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in pacific pelagic sediments. *Chemical Geology*. 11, 123-148.

- Brown, J. *et al.* 1989. Ocean Chemistry and Deep-Sea Sediments. The Open University. 98-107.
- Bryan, W. B., 1967. Geology and Petrology of Clarión Island, México. Geological Society of America Bulletin., 78, 1461-1476.
- Bryan, W. B., 1976. A basalt-Pantellerite association from Isla Socorro, Islas Revillagigedo, Mexico. Volcanoes and Tectonosphere. Tokai Univ. Press, Tokio, 75-91.
- Calvert, S. E., 1974. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. Spec. Publs Int. Ass. Sediment, 1, 273-299.
- Canet, C. y Prol-Ledesma, R. M., 2006. Procesos de mineralización en manantiales hidrotermales submarinos someros. Ejemplos en México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario (1), 83-102.
- Carranza-Edwards, A., Márquez-García, A. Z., y Morales de la Garza, E. A., 1987. Distribución y características físicas externas de nódulos polimetálicos en el sector central del Pacífico Mexicano. Boletín de Mineralogía, 3(1), 78-94.
- Carranza-Edwards, A., y Rosales-Hoz, L., 2003. Los nódulos polimetálicos de la Zona Económica Exclusiva de México. Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural. 3ª época, 1, 1-8.
- Day, Trevor, 2003. Exploring the ocean: The physical ocean. Oxford University Press New York. Vol. 1, 64 p.
- Dean, W. E., 2006. The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. Chemical Geology. 232, 87-98.
- de la Lanza-Espino, G., 2001. Características físico-químicas de los mares de México. Instituto de Geografía, UNAM, editorial Plaza y Valdez, 123 p.
- Dekov, V. M., Marching, V., Rajta, I. y Uzonyi, I., 2003. Fe-Mn micronodules born in the metalliferous sediments of two spreading centres: the East Pacific Rise and Mid-Atlantic Ridge. Marine Geology, 199, 101-121.



- Fauqué, L. E., y Villar, L. M., 2003. Reinterpretación estratigráfica y petrología de la Formación Chusco, precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 58(2), 218-232.
- Folk, R. L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. In: Hemphill's Austin, 170 p.
- Gass, I. G., Smith, P. J., y Wilson, R. C. L., 2002. Introducción a las Ciencias de la Tierra. Ed. Reverté. Barcelona. España. 18-25.
- Gillespie, R. J. y Beltrán, A., 1990. Química. Ed. Reverté. Barcelona, Madrid. 379-390.
- Griffin J. J., y Goldberg, E. D., 1963. Clay-mineral distribution in the Pacific Ocean. In: *The Sea*, M. N. Hill, editor, Interscience, 3, 728-741.
- Griffin, J. J., Windom, H., y Goldberg, E. D., 1968. The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep Sea Research*. 15, 433-459.
- Halbach, E., Friedrich, G., von Stackelberg, U., 1988. The Manganese Nodule Belt of the Pacific Ocean. Ferdinand Enke, Stuttgart, 254 p.
- Heath, G. R., 1969. Mineralogy of Cenozoic deep-sea sediments from the equatorial Pacific Ocean. *Geological Society of American Bulletin*, 80, 1997-2018.
- Hein, J. R., Ross, C. R., Alexander, E., y Yeh, H. W., 1979a. Mineralogy and diagenesis of surface sediments from DOMES sites A, B, and C: in *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*, J. L. Bischoff and D. Z. Piper, eds., Plenum, New York, 365-396.
- Hein, J. R., Yeh, H. W., y Alexander, E., 1979b. Origin of iron-rich montmorillonite from the manganese nodule belt of the North Equatorial Pacific. *Clays and Clay Minerals*. 27(3), 185-194.
- Hidalgo-Hernando, J. L., 1987. Estudios petrográficos, geoquímicos, paleomagnéticos y geocronométricos en la Isla Clarión, México. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM. 84 p.
- Hoi-Soo, J., Chang-Bok, L., Kap-Sik, J., y Jung-Keuk, K., 1998. Geochemical and mineralogical characteristics in two-color core sediments from the Korea Deep

- Ocean Study (KODOS) area, northeast equatorial Pacific. *Marine Geology*.144, 295-309.
- Hollister, C. D., y Heezen, B. C., 1966. Ocean Bottom Currents, in Fairbridge, R. W., ed., *The encyclopedia of oceanography*: New York, Reinhold pub. Co. 576 583 p.
- Hurley, P. M., Hart, S. R., Pinson, W.H., y Fairbairn, H.W., 1959. Authigenic versus detrital illite in sediments: *Geological Society of American Bulletin*. 70, 1622. (abstract)
- Johnson, D. A., 1972. Ocean-Floor erosion in the Equatorial Pacific. *Geological Society of America Bulletin*. 83, 3121-3144.
- Kennett, J. P., 1982. *Marine geology*. Englewood cliffs. Prentice Hall. 813 p.
- Klump, J., Hebbeln, D., and Wefer, G., 2000. The impact of sediment provenance on barium-based productivity estimates. *Marine Geology*, 169, 259-271.
- Krishnaswami, S., 1976. Authigenic transition elements in Pacific pelagic clays. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 425-434.
- Laurencio-Mariño, H., Suárez-González, A. R., Sánchez del Campo-Lafita, A., Viera-Bertrán, R., 2002. Lixiviación de nódulos marinos. *Tecnología Química*, 22(2), 82-90.
- Lisitsyn, A. P., 1972. Sedimentation in the world ocean with emphasis on the nature, distribution and behavior of marine suspensions. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication*. 17, 218 pp.
- Lozano-Santa Cruz, R., Altuzar-Coello, P., Carranza-Edwards, A., y Rosales-Hoz, L., 1989. Distribución de minerales en la fracción arcillosa de sedimentos del Pacífico Central Mexicano. *An. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM*, 16(2), 321-330.
- Lugo-Hubp, J., 1985. Morfoestructuras del Fondo Océanico Mexicano. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 15, 9-39.

- Márquez-García, A. Z., Carranza-Edwards, A., y Morales de la Garza, E. A., 1988. Características sedimentológicas de las playas de La Isla Clarión, Colima, México. An. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, 15(2), 39-48.
- McLennan, Scott M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, volume 2, Paper number 2000GC000109.
- Molera, s. A., 1990. Metales resistentes a la corrosión. Ed. Productica. Barcelona, España. 87-89.
- Molina-Cruz, A., 1984. Evolución oceanográfica de la boca del Golfo de California. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*.
- Moore, J. G., 1970. Submarine basalts from The Revillagigedo Islands region, Mexico. *Marine Geology*, 9, 331-345.
- Munsell Color Company, 1975. Munsell Soil Color Charts. Munsell Color Company Inc., Macbeth Division of Kollmorgen Corporation, Baltimore MD USA, 34 p.
- Nagender Nath, B., Purnachandra Rao, V., y Becker K. P., 1989. Geochemical evidence of terrigenous influence in deep-sea sediments up to 8°S in the Central Indian Basin. *Marine Geology*, 87, 301-313.
- Pattan, J. N., 1993. Manganese micronodules: A possible indicator of sedimentary environments. *Marine Geology*. 113, 331-344.
- Paytan, A., Mearon, S., Cobb, K., and Kastner, M., 2002. Origin of marine barite deposits: Sr and S isotope characterization. *Geology*, 30, 747-750.
- Pérez-Cruz, L. y Urrutia-Fucugauchi, J., 2009. Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California-implications for depositional environment and sediment sources. *Geofísica Internacional*. 48(3), 305-318.
- Pérez-Cruz, L. y Urrutia-Fucugauchi, J., 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: Geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*. 25, 989-1000.

- Pinet, Paul R., 2000. Invitation to Oceanography. Jones and Bartlett publishers, Sudbury, Massachusetts. Segunda edición, 255p.
- Piper, D.Z., y Cook, H., 1979. Lithic and acoustic stratigraphy of Equatorial North Pacific DOMES sites A, B, and C: in Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province, J. L. Bischoff and D. Z. Piper, eds., Plenum, New York, 309-348.
- Ramirez-Argaez, G., 1987. Estudio de sedimentos del piso oceánico en un sector del Pacífico Oriental. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 44 p.
- Rea, D. K., y Hovan, S. A., 1995. Grain size distribution and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: Lessons from the North Pacific. *Paleoceanography*. 10(2), 251-258.
- Rex, R. W., Goldberg, E. D. 1957. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean. *Tellus*, 10(1), 153-159.
- Richards, A. F., 1964. Geology of the Islas Revillagigedo, Mexico. 4 Geology and Petrography of Isla Roca Partida. *Bulletin Geological Society America*. 75, 1157-1164.
- Rosales-Hoz, María Tomasa Leticia, 1989. Investigación sobre origen, procesos y distribución de nódulos polimetálicos en una porción del Pacífico Central Mexicano. Tesis de Doctorado.
- Ross Heath, G., Bennett, R. H. y Rodolfo, K. S., 1973. The Shipboard Scientific Party. Deep Sea Drilling Project. 16, Leg 159.
- Rothwell, R. G., 1989. Minerals and mineraloids in marine sediments an optical identification guide. Elsevier applied science. London y New York, 279 p.
- Schenau, S. J., Prins, M. A., De Lange, G. J., y Monnin, C., 2001. Barium accumulation in the Arabian Sea: Controls on barite preservation in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 65(10), 1545-1556.

- Shepard, F. P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*. 24, 151-158.
- Taylor, S. R. y McClennan, S. M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. 1a edición Blackwell Scientific Publications, London, 312 p.
- Thompson R. y Oldfield F., 1986. *Environmental Magnetism*. Allen&Unwin, London, 227 p.
- Tonguç, U., Golding, S. D., y Thiede, D. S., 2001. K-Ar and Rb-Sr dating of authigenic illite-smectite in Late Permian coal measures, Queensland, Australia: implication for thermal history. *Chemical Geology*, 171 (3-4), 195-211.
- Toyoda, K., y Masuda, A., 1990. Sedimentary environments and chemical composition of Pacific pelagic sediments. *Chemical Geology*. 88, 127-141.
- Turekian, K. K., y Wedepohl, K. H., 1961. Distribution of the elements in Some Major Units of the Earth's Crust. *Geological Society of America Bulletin*, 72(2), 175-192.
- Vasallo, L. F., 1995. *Yacimientos minerales metálicos*. 3ª edición. Fac. De Minas, Met. Y Geología, Universidad de Guanajuato.
- Windom, H. L., 1969. Atmospheric dust records in permanent snowfields: Implications to marine sedimentation: *Geological Society of American Bulletin*, 80, 761-782.
- Windom, H. L., 1976. Lithogenous material in marine sediments. 103-137. In J. P. Riley and R. Chester (eds.), *Chemical oceanography*. 5, 2<sup>nd</sup> ed. Academic.
- Yamamoto, S., 1987. Thickness distribution of reddish brown clay in the Western North Pacific. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*. 43, 139-148.
- Zabel, M., Bickert, T. y Dittert, L., 1999. Significance of the sedimentary Al:Ti ratio as an indicator for variations in the circulations patterns of the equatorial North Atlantic. *Paleoceanography*. 14, 789-799.
- Ziegler, C. L., Murray, R. W., Hovan, S.A., y Rea, D. K., 2007. Resolving eolian, volcanogenic, and authigenic components in pelagic sediment from the Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 254, 416-432.

## Anexos

### Anexo 1. Difracción de rayos X en arcillas.

Inter. (cm)	Picos a temperatura ambiente	Picos con etilenglicol	Picos a 550°C	Fase identificada		
5-6	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	montmorillonita		
	≈7 Å	≈7 Å	X	Illita		
10-11	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolínico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
22-23	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Illita	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolínico		
	≈7 Å	≈7 Å	X	Esmectita probablemente		
44-45	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	montmorillonita	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Illita		
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolínico		
91-92	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	montmorillonita		
	≈7 Å	≈7 Å	X	Illita		
107-108	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolínico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
130-131	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Illita	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolínico		
	≈7 Å	≈7 Å	X	Esmectita probablemente		
138-139	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	montmorillonita	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Illita		
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolínico		
143-144	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	montmorillonita		
	≈7 Å	≈7 Å	X	Illita		
153-154	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolínico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
				montmorillonita		
				Illita		

	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico		
166-167	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	montmorillonita		
	≈7 Å	≈7 Å	X	Illita		
179-180	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolinítico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
				Illita		
195-196	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolinítico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
				Illita		
209-210	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolinítico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
				Illita		
235-236	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolinítico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
				Illita		
243-244	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolinítico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
				Illita		
254-255	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolinítico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
				Illita		
264-265	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolinítico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
				Illita		
274-275	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolinítico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
				Illita		
284-285	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Arcilla de tipo caolinítico	de	tipo
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente		
	≈7 Å	≈7 Å	X	montmorillonita		
				Illita		
				Arcilla de tipo caolinítico		