



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología**

**Análisis Sedimentológico de un núcleo recolectado a 325 Km al SSE de la Isla Clarión  
en la Zona Económica Exclusiva de México**

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

**PRESENTA**  
**ING. NUBIA HAIDE FERREIRA HERNÁNDEZ**

**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

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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

## Dedicatoria

Hoy, concluye otra etapa de mi vida para dar inicio a otra, me llena de alegría y satisfacción haber logrado una meta más y agradecer a quienes me han ayudado a hacerlo posible.

A **Dios** por mi familia, por el amor de mi vida, mis hijos, por los momentos felices y los difíciles que me han ayudado a ser mejor persona, por darme paciencia y sabiduría en la toma de decisiones y por escucharme.

A mis padres **Rubén y Olga**, por ser el pilar de nuestra familia, por su cariño, apoyo, y porque siempre podemos contar con ustedes.

Al amor de mi vida **Mario**, por formar una hermosa familia conmigo, por estar en las buenas y malas, por tu cariño, apoyo, comprensión, porque siempre que te necesito estas ahí para ayudarme...

A mis hijos **Santiago y Bebé en camino**, por darme fuerza para salir adelante y no dejarme caer ante la adversidad, por recordarnos que todos los logros son importantes por pequeños que sean, por llenar de alegría y bendiciones nuestra casa, por su cariño incondicional, por ser lo mejor que me ha pasado y por muchas cosas más...

A mis hermanos **Miguel, Emma y Nayeli**, por su cariño, por todos los momentos que hemos pasado juntos buenos y malos y porque siempre puedo contar con ustedes.

A mis sobrinos **Andy, Ale, Eros, Dilan, Johan, Nahomi y Alexa**, por todas las alegrías que nos han dado y nos darán, por sorprendernos día a día con sus ocurrencias y motivarnos a ser mejores para ser un buen ejemplo para ustedes.

## Agradecimientos

Agradezco al **Instituto de Ciencias del Mar y Limnología** por haberme permitido ampliar mi conocimiento al estudiar la maestría, así como por el préstamo de sus instalaciones y servicios brindados. Al **CONACYT** por el apoyo económico brindado para poder dedicarle tiempo completo a mis estudios y tesis de maestría. Al proyecto **PAPIIT** por su apoyo a través del proyecto IN105710, titulado: “Investigación sobre el origen de nódulos polimetálicos y la composición de sedimentos asociados en el Pacífico mexicano”, pues sin su apoyo para diversos análisis no se hubiera concluido satisfactoriamente esta tesis.

Así mismo, al **Dr. Arturo Carranza Edwards** por permitirme hacer la tesis con su dirección, por el tiempo y apoyo para la realización de este trabajo. De igual manera a mi comité tutorial conformado por: **Dra. Elene Centeno García, Dr. Antonio Zoilo Márquez García, Dra. Ligia Pérez Cruz y Dr. Armstrong-Altrin Sam John S.**, por su tiempo, sugerencias y aportes a este trabajo que sirvieron para enriquecerlo.

Al **Dr. Liberto de Pablo Galán** por los análisis de la composición de arcillas en el Instituto de Geología, UNAM. A la **Dra. Ligia Pérez Cruz** por el préstamo del equipo y enseñanza para medir la susceptibilidad magnética. Al **Mtro. En Ciencias Eduardo Morales de la Garza** por el apoyo en el análisis granulométrico y parámetros texturales. A la **Biol. Yolanda Hornelas Orozco** por su ayuda en la obtención de algunas imágenes de la fracción arenosa con el microscopio electrónico de barrido. A la Quím. **Susana Santiago Pérez** por el préstamo de equipo de laboratorio para la preparación de muestras y al **Sr. Ricardo Martínez** por su ayuda por su apoyo y amistad en el Laboratorio de Sedimentología del ICMYL, UNAM.

## Índice

	Pág.
<b>RESUMEN</b>	1
<b>INTRODUCCIÓN</b>	2
<b>ANTECEDENTES</b>	
Sedimentos marinos	3
Tasa de sedimentación	7
Susceptibilidad magnética	8
Tefra en sedimentos marinos	9
Micronódulos	9
Eventos volcánicos	10
<b>HIPÓTESIS Y OBJETIVOS</b>	
Hipótesis	11
Objetivo general	11
Objetivos particulares	11
<b>ÁREA DE ESTUDIO</b>	
Localización	12
Corrientes oceánicas superficiales	12
Corrientes oceánicas profundas	13
Circulación atmosférica	15
Relieve submarino	15
Isla Clarión	16
<b>MATERIAL Y MÉTODOS</b>	
Trabajo de campo	18
Trabajo de laboratorio:	18
Color	19
Susceptibilidad magnética	19

Análisis granulométrico y parámetros texturales	20
Análisis por difracción de rayos X	21
Petrografía de la fracción arenosa	23
Elementos mayores y traza en muestra total	23
<b>RESULTADOS</b>	
Color del sedimento	25
Susceptibilidad magnética	27
Análisis granulométrico y parámetros texturales	29
Difracción de rayos X	37
Análisis mineralógico en muestra total por difracción de rayos X	37
Análisis mineralógico en la fracción arcillosa por difracción de rayos X	39
Análisis mineralógico en la fracción limosa por difracción de rayos X	40
Petrografía en la fracción arenosa	43
Elementos mayores y traza	48
<b>DISCUSIÓN DE RESULTADOS</b>	50
<b>CONCLUSIONES</b>	68
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	70
<b>ANEXOS</b>	77

## Índice de figuras

	Pág.
Figura 1. Ubicación de los núcleos 159 del DSDP (Ross Heath <i>et al.</i> , 1973); BAP 83-3 y BAP 83-13 (Molina-Cruz, 1984).	8
Figura 2. Localización del núcleo (Est. 15) recolectado en la campaña MIMAR VI (Google, 2009).	12
Figura 3. Corrientes oceánicas superficiales en el área de estudio. Corriente Nor-ecuatorial (rojo) y Corriente de California (azul) (Modificada de Aguirre-Gómez (2001) por Islas-Blanco con colaboración de Ferreira-Hernández).	13
Figura 4. Masas de agua en el Océano Pacífico (Tomada de Pinet, 2000).	14
Figura 5. Localización del núcleo de la estación 15 en la Zona Económica Exclusiva de México.	16
Figura 6. Diagrama de los métodos de trabajo utilizados en el laboratorio para la caracterización del núcleo de la estación 15.	19
Figura 7. Color del sedimento del núcleo de la estación 15 en A) húmedo y B) seco.	25
Figura 8. Susceptibilidad magnética, la línea vertical es el valor promedio de 27.5 de un total de 426 mediciones.	28
Figura 9. Porcentaje de arenas a lo largo del núcleo de la estación 15.	29
Figura 10. Porcentaje de limos a lo largo del núcleo de la estación 15.	30
Figura 11. Porcentaje de arcillas a lo largo del núcleo de la estación 15.	31
Figura 12. Triángulos de clasificación de: A) Folk (1974) y B) Shepard (1954).	32
Figura 13. Tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ) a lo largo del núcleo de la estación 15.	33
Figura 14. Desviación gráfica inclusiva ( $\sigma_1\phi$ ) a lo largo del núcleo de la estación 15.	34
Figura 15. Grado de asimetría gráfica inclusiva ( $Sk_I$ ) a lo largo del núcleo de la estación 15.	35

Figura 16. Curtosis gráfica ( $K_G$ ) a lo largo del núcleo de la estación 15.	36
Figura 17. Imagen de radiolarios: espumelario(izquierda) y naselario (derecha) observados frecuentemente en el paquete 1 y 3 del núcleo de la estación 15.	
los detritos blancos son fragmentos de roca volcánica.	43
Figura 18. Imagen de una diatomea central observada en el paquete 1 y 3 del núcleo de la estación 15.	43
Figura 19. Imagen de una espícula observada a lo largo del núcleo de la estación 15.	44
Figura 20. Imagen de dos micronódulos observados en el núcleo de la estación 15: el de la izquierda es de forma irregular y el de la derecha de forma esférica.	44
Figura 21. Imagen obtenida con microscopio estereoscópico en arenas finas de vidrio punitíco de color castaño claro, el cual es abundante en el paquete 2.	47
Figura 22. Imagen obtenida con microscopio estereoscópico en arenas finas, donde se observa: 1 vidrio plano de color castaño, 2 fragmentos de roca volcánica (pómez) y 3 micronódulos.	47
Figura 23. Imagen tomada en el microscopio estereoscópico (intervalo 130 – 131 cm) donde se muestra: 1 Micronódulos de color negro con formas variadas (esféricas, botroidales e irregulares), 2 Fragmentos de roca volcánica (pómez).	48
Figura 24. Normalización de algunos elementos mayores del núcleo de la estación 15 con los valores de MORB (Taylor y McLennan, 1985).	59
Figura 25. Diagrama de dispersión de $SiO_2$ % vs $Al_2O_3$ %.	61
Figura 26. Normalización de los elementos traza del núcleo de la estación 15 con MORB (Taylor y McLennan, 1985).	63
Figura 27. Posibles fuentes de procedencia de los sedimentos del núcleo de la estación 15.	66
Figura 28. Comparación de las gráficas de susceptibilidad	



magnética, tamaño gráfico promedio y algunos elementos metálicos mayores y traza contenidos en los micronódulos polimetálicos.

## Índice de tablas

	Pág.
Tabla 1. Color del sedimento y de lentes contenidos en el sedimento del núcleo de la estación 15 en húmedo (Münsell Color Company, 1975).	26
Tabla 2. Color del sedimento y de lentes contenidos en el sedimento del núcleo de la estación 15 en seco (Münsell Color Company, 1975).	27
Tabla 3. Porcentajes máximos, mínimos y promedio de las arenas, limos y arcillas.	31
Tabla 4. Valor máximo, mínimo y promedio del tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ), desviación estándar gráfica inclusiva ( $\sigma_I\phi$ ), grado de asimetría gráfica inclusiva ( $Sk_I$ ) y curtosis gráfica ( $K_G$ ) para un total de 213 muestras de sedimento.	36
Tabla 5. Composición mineralógica determinada en muestra total mediante difracción de rayos X en 5 niveles distribuidos a lo largo del núcleo de la estación 15.	38
Tabla 6. Intensidad integrada observada en el difractograma de los componentes mineralógicos de la muestra total.	39
Tabla 7. Composición mineralógica representativa de la fracción arcillosa de dos muestras seleccionadas. El total de las 20 muestras analizadas se presentan en el anexo 1.	39
Tabla 8. Composición mineralógica de la fracción limosa obtenida por difracción de rayos X.	41
Tabla 9. Intensidad integrada para los componentes mineralógicos de la fracción limosa.	42
Tabla 10. Resultados del conteo petrográfico de la fracción arenosa, se resaltan los valores mayores al promedio.	45
Tabla 11. Resumen de porcentaje de biógenos, volcánicos, hidrotermales y autógenos en la fracción arenosa, se resaltan los valores mayores al promedio.	46

Tabla 12. Composición de elementos mayores (%) de la estación 15 a lo largo del núcleo, se resaltan los valores mayores que el promedio.	49
Tabla 13. Composición de elementos traza (ppm) de la estación 15 a lo largo del núcleo, se resaltan los valores mayores que el promedio.	50
Tabla 14. Características físicas de los tres paquetes observados en el núcleo de la estación 15.	51
Tabla 15. Comparación de porcentaje de los elementos mayores del paquete 2 y elementos mayores de tefra de diferentes composiciones.	54
Tabla 16. Valores de elementos mayores de MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt) (Taylor y McLennan, 1985).	57
Tabla 17. Normalización de algunos elementos mayores Con los valores de MORB (Taylor y McLennan, 1985).	58
Tabla 18. Comparación de los valores promedio de elementos mayores del núcleo de la estación 15 y de análisis de rocas del Archipiélago de Revillagigedo, obtenidos en la literatura.	60
Tabla 19. Valores de elementos traza de Mid Oceanic Ridge Basalt (MORB) (Taylor y McLennan, 1985).	61
Tabla 20. Normalización de los elementos traza del núcleo de la estación 15 con respecto a MORB (Taylor y McLennan, 1985).	62

## RESUMEN

Los estudios de sedimentos pelágicos son importantes porque proporcionan información de fenómenos geológicos que ocurren en los fondos marinos. Diversos autores han realizado estudios de sedimentos marinos sobre su procedencia, composición, tasas de sedimentación y recursos económicos. El objetivo de este trabajo es inferir la procedencia de los sedimentos de una secuencia sedimentaria mediante sus características físicas, mineralógicas y geoquímicas. Para determinar dichas características se utilizaron diversos métodos como son susceptibilidad magnética, análisis granulométrico, difracción de rayos X (muestra total, fracción limosa y fracción arcillosa), análisis petrográfico de la fracción arenosa y fluorescencia de rayos X en muestra total. En el presente trabajo se caracterizó un núcleo colectado en febrero de 2009 en la estación 15 de la Campaña Oceanográfica MIMAR VI, a bordo de B/O El Puma. El color del sedimento, su susceptibilidad magnética, características granulométricas y parámetros texturales permiten dividir la columna de sedimentos en tres paquetes, lo que indica que la columna tiene tres eventos diferentes. El color cambia gradualmente y presenta un tono más claro en el paquete 2. La susceptibilidad magnética arroja los valores más altos para el paquete 2, mientras que el paquete 1 y 3 son similares. El tamaño dominante a lo largo del núcleo es el limo el cual se encuentra mal clasificado, asimétrico hacia los finos en el paquete 1 y 2 y simétrico en el paquete 3. Se observaron intercalaciones de sedimentos platicúrticos y mesocúrticos. La composición mineralógica por DFRX a lo largo de la secuencia parece ser homogénea pues la mineralogía encontrada en muestra total consta de cuarzo, plagioclasa intermedia y barita; la fracción limosa está compuesta por cuarzo, plagioclasa intermedia y barita; la similitud en la composición de muestra total y fracción limosa se debe a que la fracción limosa es la más abundante. La fracción arcillosa está constituida por esméctita, la cual se considera como indicador de aporte volcánico, e illita y caolinita de origen terrígeno. En la petrografía de la fracción arenosa se observan cuatro posibles fuentes: hidrotermal (cuarzo), biogénico (radiolarios y diatomeas), volcánico (fragmentos de roca y feldespatos) y autigénico (micronódulos). La petrografía, susceptibilidad y datos geoquímicos del paquete 2 indican un evento volcánico con un espesor de 70 cm, evidenciado por la presencia de vidrio, material pumítico y alta susceptibilidad magnética, el espesor indica que el evento volcánico fue cercano al núcleo de la estación 15. De acuerdo con el análisis de elementos mayores y trazas se observa que la mayor parte de los sedimentos son volcánicos con una menor influencia de biógenos, autógenos, hidrotermal y terrígeno.

**Palabras clave:** Sedimentos, mar profundo, océano Pacífico, parámetros texturales, susceptibilidad magnética, procedencia, elementos mayores y traza, arcillas.

## INTRODUCCIÓN

La Zona Económica Exclusiva de México, se extiende 200 millas náuticas (370.4 km) hacia el océano, a partir de la línea de costa, definido por el nivel medio de bajamar. México cuenta con 2 946 825 km<sup>2</sup> de superficie marina, en la que ejerce libre soberanía para explorar, explotar, conservar, y administrar los recursos vivos y no vivos de los fondos marinos (Aguayo-Camargo y Trápaga, 2000).

Los minerales económicamente atractivos y de gran demanda en la Zona Económica Exclusiva de México son: hidrocarburos, azufre, sal, roca fosfórica, minerales pesados, carbón, hierro, óxidos de magnesio, minerales preciosos, semipreciosos, así como aquellos utilizados para la construcción (grava, arena, limo y arcilla) y otros metales como níquel, cadmio, cobalto y cobre. Estos últimos están presentes en las ventilas o chimeneas hidrotermales, emplazadas en las cordilleras oceánicas profundas y en los nódulos de manganeso presentes en las planicies abisales (Aguayo-Camargo y Trápaga, 2000).

Por su interés económico la mayoría de los estudios son dirigidos al origen y explotación de los minerales económicamente atractivos mientras que los sedimentos marinos de esta zona han sido poco estudiados.

Actualmente es necesario hacer uso de todos los conocimientos que ayuden a entender los fenómenos geológicos que ocurren en el fondo marino, ya que todos son importantes para comprender el origen y la concentración de los recursos minerales y energéticos que el mar contiene.

El presente trabajo forma parte de la Campaña Oceanográfica MIMAR VI realizado a bordo del B/O El Puma, a través del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (UNAM) y cuenta con el apoyo del proyecto DGAPA (PAPIIT) titulado “Investigación sobre el origen de los nódulos polimetálicos y la composición de sedimentos asociados en el Pacífico Mexicano” con número IN 105710. Este trabajo se enfoca en la caracterización de uno de los tres núcleos obtenidos en dicha campaña. La secuencia sedimentaria mide 213 cm de longitud y fue colectada a 325 km al SSE de la Isla Clarión; se espera que este estudio genere información geológica marina útil en análisis de procedencia, composición mineralógica y geoquímica, de un sitio ubicado en el fondo marino del Océano Pacífico próximo a la Isla Clarión.

## **ANTECEDENTES**

### **Sedimentos marinos.**

La clasificación de los sedimentos marinos se basa en el tamaño de la partícula como en el caso de sedimentos terrígenos y con base en los constituyentes que lo componen ó su origen. Los sedimentos depositados en las partes profundas de la cuenca oceánica a las que no pueden llegar los sedimentos del margen continental por flujo directo de corrientes de turbidez deslizadas en cañones submarinos o en el talud continental se les denominan “sedimentos pelágicos”. Dichos sedimentos se caracterizan por una tasa de sedimentación muy lenta y bajo contenido de materia orgánica. Dentro de los sedimentos pelágicos tenemos dos grupos: depósitos inorgánicos (arcillas rojas) y depósitos orgánicos conformados por: oozes de carbonato de calcio (por ejemplo oozes de foraminíferos, pterópodos y cocolitos) y oozes silíceos (por ejemplo oozes de radiolarios y diatomeas) (Keen, 1968).

De acuerdo con Rothwell (1989) los sedimentos marinos se clasifican de acuerdo a su origen en:

**Detrítico o terrígeno.**

Son los granos que originalmente se forman en el continente y son subsecuentemente transportados al océano. Los ríos son el mecanismo de transporte más importante en el cual los minerales terrígenos son acarreados al océano. Otro importante mecanismo de transporte de estos sedimentos hacia el mar profundo son los vientos y los icebergs. El mineral detrítico más común en sedimentos del fondo marino es el cuarzo derivado del intemperismo de rocas continentales.

**Biogénico.**

Son los minerales formados por actividad biológica en el mar y están principalmente constituidos por testas de microfósiles. Por lo general, en áreas de alta productividad de biógenos silíceos se encuentran radiolarios y diatomeas, dichos organismos pueden ser importantes y dominantes en las cuencas profundas debido a que la disolución del carbonato es alto.

Volcanogénicos.

Estos minerales o mineraloides son introducidos directamente al fondo marino por vulcanismo submarino o derivado de vulcanismo terrestre. Las erupciones volcánicas subaéreas pueden aportar importantes cantidades de ceniza, capas de pómez y flujos piroclásticos. La alteración de la ceniza volcánica es el mayor componente de algunos sedimentos marinos y puede ser una fuente de precipitados de hierro y manganeso.

Cosmogénicos.

Estas partículas son de origen extraterrestre (esférulas de hierro-níquel y micro tectitas). El material extraterrestre es más abundante en áreas con baja acumulación de sedimentos y lejanas al continente, como el Océano Pacífico.

Autigénico.

Estos minerales son formados directamente en el océano o en sedimentos oceánicos principalmente por agua de mar o soluciones intersticiales. Algunos minerales autigénicos pueden ser en parte precipitados bioquímicos. Dentro de los minerales autógenos se encuentra el manganeso, hierro, óxidos metálicos, sulfato de bario, aluminosilicatos y en aguas poco profundas fosfatos y glauconita. El más importante de estos son los nódulos de hierro y manganeso. Además de los minerales arcillosos que se discuten más adelante.

Hidrotermal.

Estos minerales se forman por precipitación de soluciones hidrotermales inyectadas al agua de mar a través del piso oceánico. Los más importantes de esos son los sedimentos metalíferos que han sido descritos en los centros de acreción oceánica, zonas de fracturas, cuencas marginales y complejos ofiolíticos.

El aluminio es un metal no ferromagnético, es el tercer elemento más común encontrado en la corteza terrestre. En estado natural se encuentra en muchos silicatos (feldespato, plagioclasa y mica) y arcillas (Navarro de Castaño, 1991). Las rocas ígneas contienen dicho elemento en silicatos y minerales de aluminio (Gass *et al*, 2002). En sedimentos marinos el aluminio se utiliza para inferir aporte terrígeno (Dean, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Es un metal de transición de color gris plata, es abundante en la naturaleza y se considera que es el cuarto metal estructural más abundante en la superficie terrestre. No se encuentra en estado puro sino en óxidos y en la escoria de ciertos minerales de hierro. Los minerales que muestran una mayor concentración de este metal son el rutilo ( $\text{TiO}_2$ ) y la ilmenita ( $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$ ), además de la anatasa y la brookita (ambas son también  $\text{TiO}_2$ ) (Navarro de Castaño, 1991). El titanio casi siempre se encuentra en rocas ígneas y en sedimentos procedentes de éstas, de micas y de arcillas. El titanio puede ser transportado al océano por diferentes vías (eólica, fluvial, pluvial) o bien por procesos de vulcanismo submarino (Zabel *et al.*, 1999), y es un indicador de aporte terrígeno en los océanos (Dean, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Es un metal alcalino de color blanco-plateado, que abunda en la naturaleza en los elementos relacionados con el agua salada y otros minerales, es el séptimo en abundancia. Debido a su solubilidad es muy difícil obtener el metal puro a partir de sus minerales, la principal manera de potasio es la potasa (Navarro de Castaño, 1991). En sedimentos marinos el K es indicador de aporte terrígeno en los océanos (Dean, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

El silicio es un metaloide, es el segundo más abundante en la corteza terrestre. El silicio constituye un 28% de la corteza terrestre, no existe en estado libre, sino que se encuentra en forma de dióxido de silicio y de silicatos complejos. El mineral cuarzo, sus variedades (cornalina, crisoprasa, ónix, pedernal y jaspe) y los minerales cristobalita y tridimita son las formas cristalinas del silicio existentes en la naturaleza (Navarro de Castaño, 1991). Los silicatos forman parte de rocas, arcillas, micas, feldespatos, arenas y una variedad de minerales (Gillespie y Beltrán, 1990). La sílice también se encuentra en la estructura de algunos organismos como radiolarios, diatomeas y silicoflagelados. Como el silicio forma parte de rocas, minerales y organismos Dean (2006) menciona que el silicio puede tener un origen terrígeno y/o biogénico y comúnmente se correlaciona con elementos que permitan hacer inferencias sobre su posible origen.

### **Minerales arcillosos en el fondo oceánico.**

Respecto a los minerales arcillosos se puede citar el trabajo de Griffin *et al.*, (1968) quienes realizaron un estudio sobre la distribución de arcillas en los océanos del mundo, estimando



que para el Norte del Océano Pacífico se tiene un promedio de 18% de clorita, 35% de montmorillonita, 40% de illita y 8% de caolinita.

En el núcleo 159 colectado por Ross Heath *et al.* (1973), a 1 048 km al SW de la Isla Clarión, en la parte superior (0-18 m) presenta arcillas pelágicas de color pardo, ricas en óxidos ferromagnesianos y presenta radiolarios los cuales disminuyen a mayor profundidad.

Windom (1976), reporta para los sedimentos en el Océano Pacífico tienen >20% de esmectita y la mayor proporción >50% se encuentra en la parte central del Pacífico ecuatorial.

Hein *et al.*, (1979a) y Piper *et al.*, (1979) estudiaron sedimentos superficiales colectados entre la zona de fractura Clarión y Clipperton en el Océano Pacífico, encontrando que dichos sedimentos están compuestos de arcilla mineral autógena, 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.

La fracción arcillosa de sedimentos colectados entre la zona de fractura Clarión y Clipperton, está constituida por illita, clorita, caolinita y esmectita (Hein *et al.*, 1979b; Hoi-Soo *et al.*, 1998); los tres primeros los considera de origen eólico y al cuarto como autógeno (Hein *et al.*, 1979b), Estos autores también observaron que el porcentaje de esmectita aumenta con respecto a la profundidad y que la esmectita es más abundante hacia la porción oriental de la zona de fracturas.

Según Kennett (1982) las arcillas rojas son depósitos de grano muy fino de color pardo, debido a los óxidos de hierro presentes en el sedimento. Además de varios tipos de arcilla, estos depósitos contienen minerales de grano fino como el cuarzo, feldespato, piroxeno, polvo volcánico y meteórico, dientes y huesos de pescado y micronódulos de manganeso, así como contenido muy bajo de carbonato de calcio.

Según Yamamoto (1987) las arcillas pelágicas son depósitos de minerales arcillosos autógenos enriquecidos por oozes de radiolarios y pueden estar inter-estratificados con capas de pedernal, basalto y otros tipos de material volcánico. Dichos sedimentos pueden variar de 50 a 100 m de espesor en áreas amplias en la parte central del Pacífico Norte;

además de que son caracterizados por minerales arcillosos autigénicos como las zeolitas y la esmectita rica en hierro.

Los sedimentos del fondo marino (Ramírez-Argáez, 1987; Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1989) en el área cercana a la Isla Clarión, se caracterizan por colores pardo oscuro, pardo amarillento oscuro y pardo amarillento muy oscuro, dichas coloraciones indican altas concentraciones de hierro y condiciones oxidantes. Al SO de la Isla Clarión, los organismos pelágicos predominan sobre los productos volcánicos y los precipitados autigénicos; las diatomeas y radiolarios representan el principal aporte biógeno (Ramírez-Argáez, 1987). Según Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1989, observaron que cuando hay un aumento de montmorillonita corresponde una disminución de illita, mientras que la caolinita y el cuarzo presentes permanecen casi constantes tanto en su distribución horizontal como vertical. Así mismo, la concentración de montmorillonita disminuye al aumentar la distancia al continente. Además la presencia de montmorillonita se asocia con aquellas regiones donde existe actividad volcánica básica.

El estudio granulométrico de sedimentos abisales del Norte del Océano Pacífico realizado por Rea y Hovan (1995) muestra valores de tamaño gráfico promedio y clasificación de dichos sedimentos. Así, cerca de la costa Norte y Oeste del Pacífico Norte son de 6 a 7.5  $\phi$  y que el tamaño más fino es de 8  $\phi$ ; y que los sedimentos mejor clasificados se encuentran en la parte Este y central del Pacífico Norte.

Es importante resaltar que los minerales arcillosos que constituyen la fracción fina pueden ser de origen detrítico ó antigénico y que es difícil diferenciarlos.

### **Tasa de sedimentación**

Johnson (1972) reportó que la tasa de sedimentación para el Océano Pacífico Ecuatorial oscila entre 3 y 5 m por millón de años para sedimentos recientes. Lisitsyn (1972) propone una tasa de sedimentación  $<1$  mm/1000 años para la Zona Económica Exclusiva de México en el mar profundo. El Ross Heath *et al.* (1973) basándose en los datos paleontológicos del núcleo 159 sugiere una tasa de sedimentación de aproximadamente 5 m/Ma para el Cuaternario. Mientras que, Molina-Cruz (1984) estableció la bioestratigrafía cercana al Golfo de California basándose en el comportamiento estratigráfico de *C. davisiana*, radiolario polycistino, considerado como índice paleoceanográfico y estratigráfico. Dichos

autores, infirieron una tasa de sedimentación para el Holoceno de 5.4 m/1000 años (Núcleo BAP83-3 [coordenadas 23°15'N, 107°36'W] a una profundidad de 1900 m (Fig. 1)) y 3.8 m/1000años (Núcleo BAP83-13 [coordenadas 21°30'N, 110°20'W] a una profundidad de 2100 m (Fig.1)).

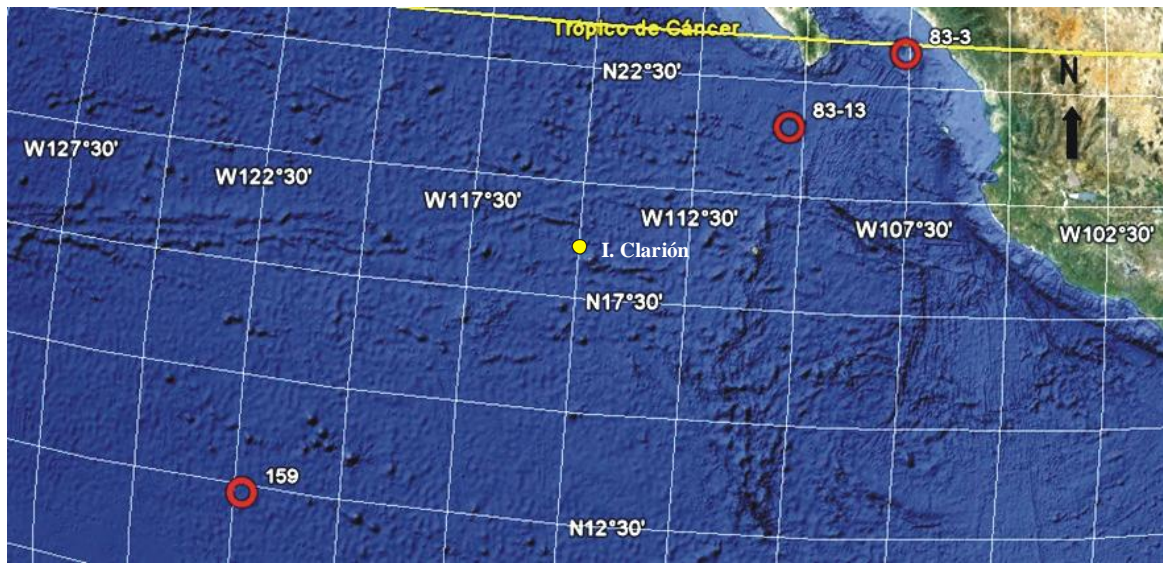


Figura 1. Ubicación de los núcleos 159 del DSDP (Ross Heath *et al.*, 1973); BAP 83-3 y BAP 83-13 (Molina-Cruz, 1984).

### Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es el grado de magnetización de un material, en respuesta a un campo magnético (Thompson y Oldfield, 1986). En sedimentos marinos se puede utilizar para registrar los principales cambios estratigráficos (Serviciencia, 2002) y para indicar la concentración de minerales magnéticos. Entre los minerales magnéticos que se pueden encontrar en los sedimentos marinos están los cósmicos, terrígenos, biogénicos y autógenos (Thompson y Oldfield, 1986). Blanchet *et al.* (2007) observó la variación en las concentraciones de titano-magnetita relacionada a transporte fluvial en la fracción terrígena con ayuda de la susceptibilidad magnética. De acuerdo con Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi (2009) la susceptibilidad magnética indica la concentración de minerales magnéticos en los sedimentos, los cuales pueden estar asociados al transporte de terrígenos

hacia las cuencas oceánicas ó a la precipitación de minerales magnéticos cerca de los volcanes submarinos.

### **Tefra en sedimentos marinos.**

La ocurrencia de capas de tefra no es evidente en algunos núcleos por examinación macroscópica porque no son muy evidentes debido a que se encuentran dispersas en los sedimentos, algunas veces pueden ser reveladas por curvas de susceptibilidad magnética y observación microscópica de la fracción arenosa (Calanchi, 1998; Rasmussen *et al.*, 2003). Calanchi *et al.*, (1998) identificó horizontes de tefra en varios núcleos utilizando la susceptibilidad magnética, además de correlacionar dichos horizontes por composición y edad.

Park *et al.*, (2003), realizaron un estudio en núcleos colectados en el Oeste de la cuenca de Ulleung (Mar de Japón) y basándose en características morfológicas y datos composicionales de elementos mayores identificaron horizontes de tefra del Cuaternario tardío en dichos núcleos. Park *et al.*, (2007), identificaron horizontes de tefra del Cuaternario usando geoquímica, métodos estadísticos y dataciones en núcleos colectados al Este de la Cuenca Ulleung (Mar de Japón).

### **Micronódulos**

Addy (1978) menciona que estructural y morfológicamente los micronódulos son similares a los nódulos. La morfología común en los micronódulos son agregados botroidales, y esféricos, que además muestran capas concéntricas de composición variable alrededor de un núcleo y se observan agregados de óxido de manganeso dentro de las testas de microorganismos.

Banerjee e Iyer (1991) observaron micronódulos de forma elongada, subredondeada, irregular, elíptica y botroidal; y que los fragmentos pertenecientes a radiolarios y diatomeas son observados dentro de los micronódulos. La disolución de estos fragmentos al aumentar la profundidad resulta en la formación de cavidades que son ocupadas por manganeso botroidal (Banerjee e Iyer, 1991) que sirven como núcleos para el crecimiento de los micronódulos.

Micronódulos de sedimentos óxicos de la cuenca central de la India son abundantes y están constituidos por altos contenidos de Mn, Cu, Ni y Zn, son de forma esférica, elíptica y botroidal (Pattan, 1993).

Dekov *et al.*, (2003) realizaron un estudio de micronódulos asociados con sedimentos metalíferos encontrando que la composición de estos depende del sitio en el cual se formaron. Dicho autor menciona que los micronódulos pueden ser de color negro y castaño oscuro; su morfología puede ser esférica, botroidal, irregular y sub-esferoidal.

### **Eventos volcánicos**

El grupo de islas pertenecientes al Archipiélago de Revillagigedo comparten su composición química (basaltos alcalinos-riolita sódica) (Richards, 1964). En 1952 la erupción del volcán Bárcena cubrió la Isla San Benedicto con tefra traquitica (Richards, 1965). En febrero de 1993 se reporto actividad volcánica 2km al Oeste de la Isla Socorro, el análisis químico de las rocas las clasificó como traquibasaltos, y son compatibles con otras erupciones de lavas alcalinas en el área (Siebe *et al.*, 1995).

## **HIPÓTESIS Y OBJETIVOS**

### **Hipótesis:**

Los sedimentos de un núcleo colectado a 325 Km de la Isla Clarión en el Océano Pacífico se encuentran en una zona volcánica los cuales pueden ser influenciados por esta actividad ya sea por emisiones de montes submarinos o por el intemperismo de las rocas volcánicas circundantes al núcleo. También se espera encontrar influencia de sedimentos autógenos (nódulos polimetálicos) y biógenos silíceos ya que en la zona es común encontrarlos, así mismo, no se descarta la influencia de sedimentos terrígenos en partículas finas transportadas por vía eólica.

### **Objetivo General**

Caracterizar los sedimentos de un núcleo colectado en el Pacífico mexicano con énfasis en sus características físicas, mineralógicas y geoquímicas que contribuyan a inferir la posible fuente de procedencia.

### **Objetivos particulares:**

Analizar sus propiedades físicas para delimitar horizontes que indiquen posibles cambios en la depositación.

Conocer la mineralogía de los sedimentos para delimitar horizontes que indique cambio en su fuente de procedencia.

Con la geoquímica de los sedimentos (mayores y traza) establecer su principal fuente de procedencia.

## ÁREA DE ESTUDIO

### Localización

Para la realización de esta tesis se cuenta con un núcleo colectado en la estación 15 de la campaña MIMAR VI que se ubica en el Océano Pacífico a 325 km al SSE de la Isla Clarión, en las coordenadas  $15^{\circ}29'33.4''$  N y  $114^{\circ}06'6.32''$  W a una profundidad de 3 783 m, dentro de la Zona Económica Exclusiva de México (Fig. 2).

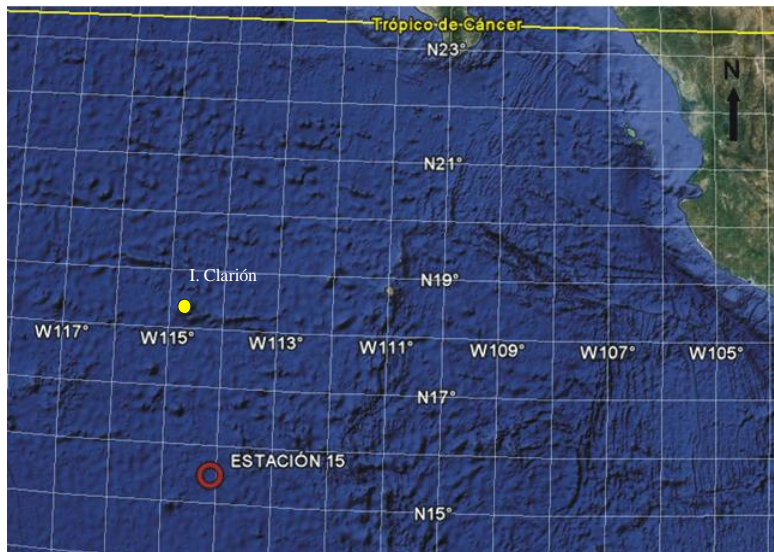


Figura 2. Localización del núcleo (Est. 15) recolectado en la campaña MIMAR VI (Google, 2009).

### Corrientes oceánicas superficiales

Las principales corrientes oceánicas que afectan el área de estudio son la Corriente de California y la Corriente Nor-ecuatorial (Aguirre-Gómez, 2001). La Corriente Nor-ecuatorial es cálida, su flujo (Este - Oeste) tiende a estar limitado a los primeros 500 m de la columna de agua y la velocidad es de 0.25 a 1.0 m/s. La Corriente de California es parte de la Corriente del Pacífico Norte y es una corriente fría. Esta fluye 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, que es una corriente más cálida (Fig. 3).

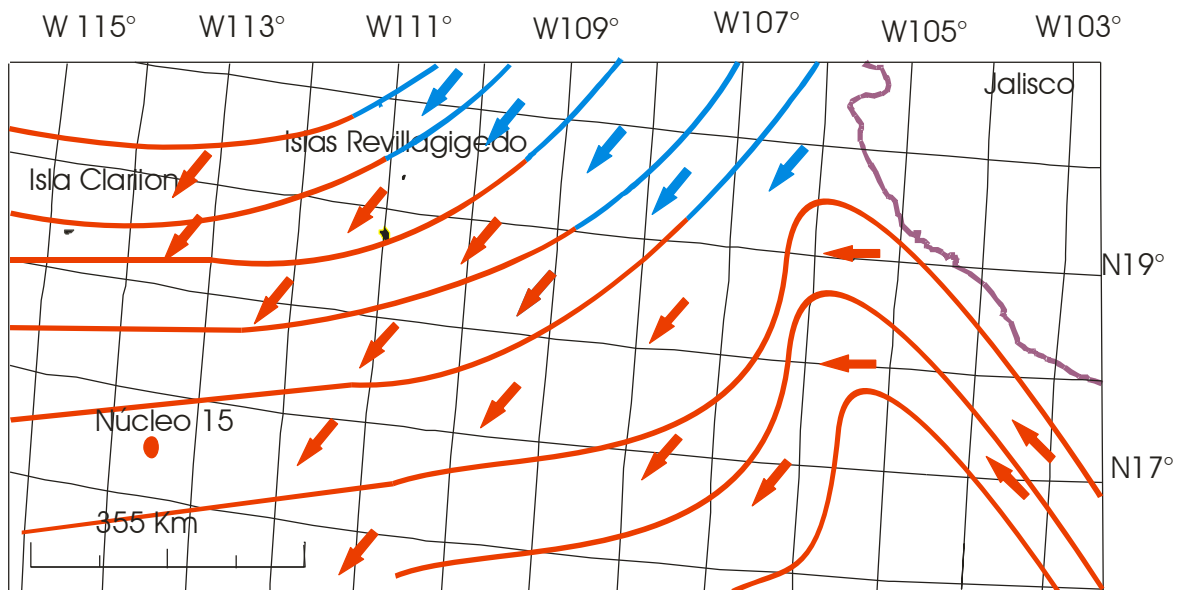


Figura 3. Corrientes oceánicas superficiales en el área de estudio. Corriente Nor-ecuatorial (rojo) y corriente de California (azul) (Modificada de Aguirre-Gómez (2001) por Islas-Blanco con colaboración de Ferreira-Hernández).

### Corrientes oceánicas profundas

Las corrientes oceánicas profundas se dan por la diferencia de densidades que hay entre las diferentes masas de agua presentes en el océano; dichas diferencias se dan por el cambio en la salinidad y temperatura. El agua cerca de los polos es fría y más densa por lo que se hunde y se mueve hacia el Ecuador, reemplazándose los niveles más altos con agua cálida del océano, a este flujo se le conoce como circulación termohalina (Day, 2003).

Es difícil contar con un mapa en donde se vea la distribución de las corrientes de fondo, dado el alto costo involucrado en la obtención de los datos. Es de esperar que dichas corrientes tengan una mayor influencia en la distribución de los sedimentos depositados en el piso marino e incluso es posible suponer que la presencia de montes submarinos o cordilleras volcánicas submarinas complicarían aun más dichas distribuciones. Se tiene evidencia de que las corrientes de fondo son capaces de erosionar y transportar sedimentos modernos del fondo marino (Hollister and Heezen, 1996). Mientras Johnson (1972) midió corrientes de fondo en el Pacífico Ecuatorial obteniendo velocidades actuales de 10 cm/s, además considera que en el Pleistoceno se produjo una fuerte erosión debido a que las corrientes de fondo fueron más intensas en comparación con las actuales.



Las principales masas de agua presentes en el Océano Pacífico son (Fig. 4): 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. La diferencia de densidad entre las masas de agua es pequeña, por lo que la circulación es lenta en las partes profundas del Océano Pacífico (Pinet, 2000). Por la localización del núcleo de la estación 15, 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.

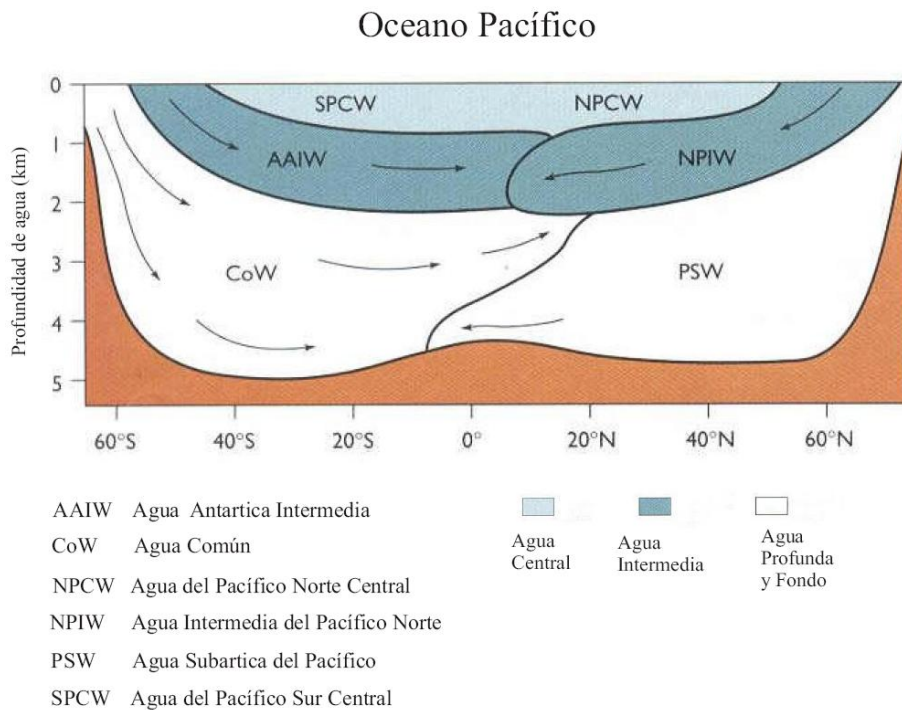


Figura 4. Masas de agua en el Océano Pacífico (Tomada de Pinet, 2000).

### Circulación atmosférica

La circulación atmosférica se origina de las grandes diferencias de temperaturas entre las regiones tropicales cálidas y las polares frías terrestres. Las corrientes atmosféricas no mantienen su sentido Norte-Sur en el hemisferio Norte debido al movimiento de rotación, puesto que la atmósfera es arrastrada por la Tierra, aunque con cierto desfase temporal (de la Lanza-Espino, 2001). El patrón altamente idealizado de 0° a 30° es de oriente a

occidente pero existen variantes locales en todas las latitudes; los sistemas de viento entre 5° y 30° de ambos hemisferios son denominados vientos alisios, que hacia el Norte del ecuador soplan al nororiente el 80% del tiempo (de la Lanza-Espino, 2001).

### **Relieve submarino**

Según Lugo-Hubp (1985), el área de estudio pertenece a la provincia de planicie abisal de la cuenca nororiental del Pacífico; esta provincia tiene profundidades entre 3 500 y 4 000 m y presenta numerosas montañas (elevaciones superiores a 1 000 m) y fosas (profundidades de 4 000 a 4 500 m). Hay grandes fracturas que cortan la planicie abisal (de cientos a miles de km) y se reconocen como depresiones alargadas (500 a 1 000 m más profundo que la planicie abisal), en las márgenes de las fracturas se presentan montañas submarinas. La Fractura Clarión es una de las numerosas fallas del Pacífico que se manifiesta en el relieve por conjuntos de montañas alineadas con fosas en las márgenes de éstas (Lugo-Hubp, 1985). En el área de estudio se encuentran la isla Clarión que pertenece al grupo del Archipiélago de Revillagigedo (junto con las islas Roca Partida, Socorro y San Benedicto), en sí, grandes volcanes submarinos; que trazan un lineamiento con dirección Este-Oeste, igual a la dirección del sistema de fallas transformes a lo largo de la Dorsal del Pacífico Oriental (Ramírez-Argáez, 1987). También se encuentra un relieve que corresponde con la dorsal, donde se levantan las montañas de Los Matemáticos (Lugo-Hubp, 1985) (Fig. 5).

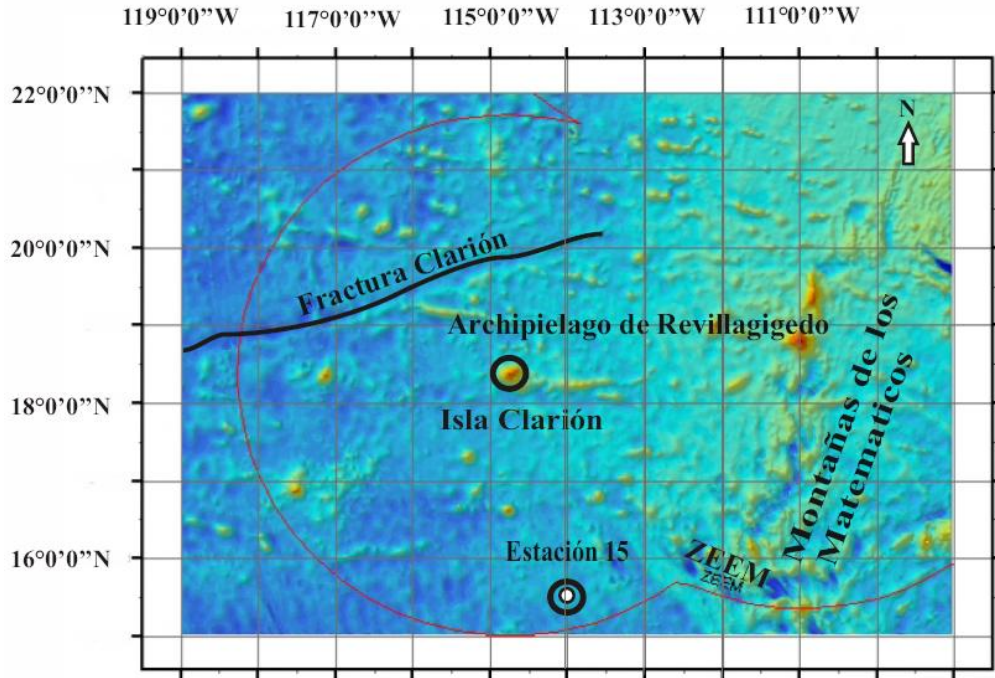


Figura 5. Localización del núcleo de la estación 15 en la Zona Económica Exclusiva de México.

### Isla Clarión

En el Océano Pacífico dentro de la Zona Económica Exclusiva de México se encuentra la Isla Clarión, es la isla más cercana al punto de muestreo y de acuerdo a Bryan (1967), la petrografía y la topografía submarina indican que se trata de la cima de un volcán submarino, dicho autor reconoció cinco unidades litológicas que son basaltos, traquitas, traquiandesitas, escoria y tobas. Además menciona que las playas en la Bahía Azufre están formadas por fragmentos de coral grueso y guijarros de rocas volcánicas, la parte protegida de la bahía está compuesta por arena blanca de coral que gradualmente se mezcla con tobas y fragmentos de roca volcánica. Hidalgo-Hernando (1987) por su parte reconoció siete unidades litológicas: hawaitas, mugaritas, benmoreitas, basaltos toleíticos, basaltos alcalinos, tobas toleíticas y rocas piroclásticas de composición cercana a andesitas toleíticas.

No obstante que la Isla Clarión es de origen volcánico, los sedimentos litorales de la isla que predominan en la fracción arenosa están formados por coral (95%), y en mucho menor

cantidad por fragmentos de conchas de pelecípodos y gasterópodos y material volcánico (5%), la fuente de aporte de material a las playas lo constituye una barrera arrecifal que se encuentra frente a las playas de la isla y los materiales piroclásticos localizados principalmente en los extremos de la bahía, siendo el oleaje el principal agente de transporte (Márquez-García *et al.*, 1988).

## **MATERIAL Y MÉTODOS**

### **Trabajo de campo**

El núcleo de la estación 15 utilizado para el presente trabajo 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”. El núcleo se colectó a 325 Km al SSE de la Isla Clarión en las coordenadas antes mencionadas, a una profundidad de 3 783 m, el 18 de Febrero de 2009, y tuvo una longitud de 2.13 m.

Para la obtención de la secuencia sedimentaria se utilizó un nucleador de gravedad tipo “Gran Diámetro, el cual consta de un cabezal con pesas desmontables, acoplado a un tubo de PVC de cuatro pulgadas de diámetro.

### **Trabajo de laboratorio**

La Figura 6 muestra un resumen del trabajo realizado en el laboratorio, con los sedimentos del núcleo de la estación 15.

Una vez en el laboratorio se seccionó transversalmente mediante una sierra circular. Una mitad se utilizó para la realización de análisis químicos y la otra para los análisis restantes (granulometría, parámetros texturales, análisis composicional y petrografía).

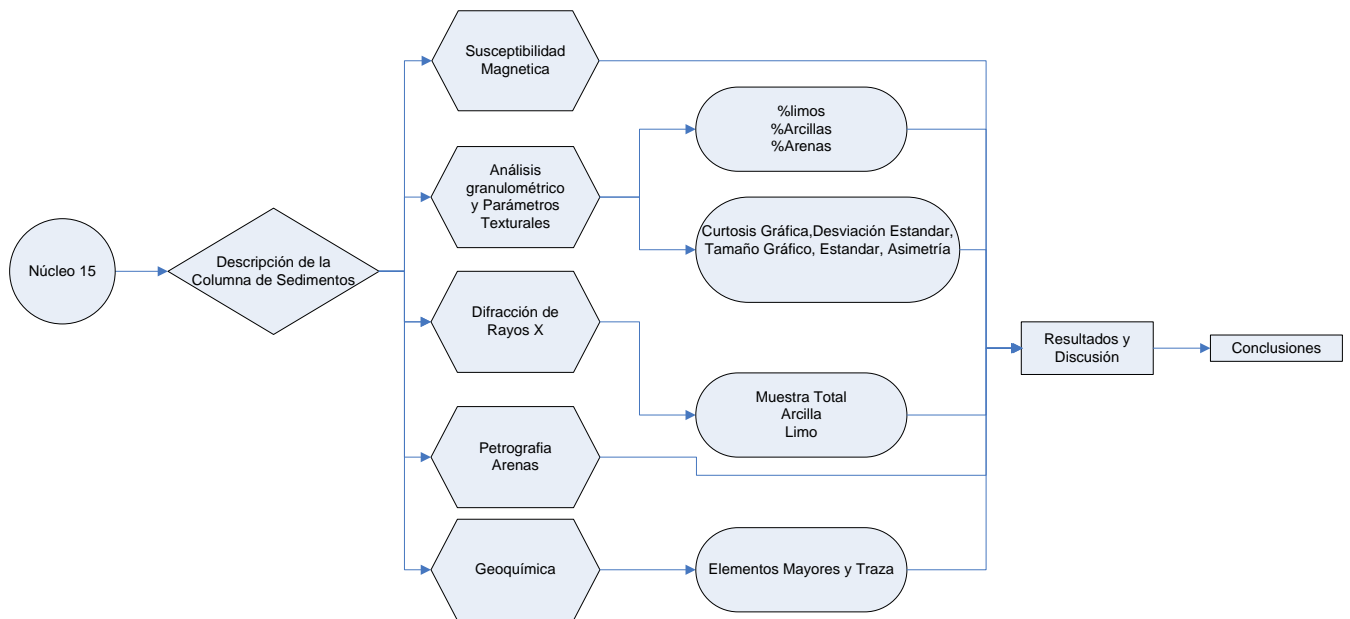


Figura 6. Diagrama de los métodos de trabajo utilizados en el laboratorio para la caracterización del núcleo de la estación 15.

#### a. Color

A la secuencia sedimentaria se le determinó el color en fresco y seco cada centímetro para realizar la descripción de dicha secuencia utilizando la tabla de Münsell (Münsell Color Company, 1975). Para la determinación del color en fresco se compara el color del sedimento con la tabla de Münsell; y para el color en seco se toma una pequeña cantidad de sedimento, el cual se colocó en una porcelana para posteriormente ponerlo a secar con lámparas, una vez seco se comparo el color del sedimento con la tabla de Münsell.

#### b. Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética se tomo cada 0.5 cm con un susceptibilímetro; de cada punto se tomaron 3 datos para sacar un valor promedio. 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 Adimensional del Sistema Internacional).

Las mediciones que se realizaron sobre la secuencia sedimentaria en 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. Tiene una resolución espacial de 3.8 mm (que

sería la mínima) y cubre 10.5 mm de lado. En el presente estudio lo más importante es la tendencia de la gráfica obtenida. Una vez tomada la susceptibilidad magnética, el núcleo se hidrata colocándole agua y esparciéndola con una espátula en sentido lateral para no contaminar la muestra. Las mediciones se realizaron en el Laboratorio de Análisis de Núcleos de Perforación, del Instituto de Geofísica.

c. Análisis granulométrico y parámetros texturales

Se fraccionó la secuencia sedimentaria cada centímetro obteniendo un total de 213 muestras las cuales se colocaron en bolsas de polietileno. Para obtener el análisis granulométrico y los parámetros texturales de cada muestra, estas se procesaron en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, con el analizador láser de partículas.

Para la realización del análisis granulométrico se toma una pequeña porción de la muestra húmeda (aprox. 3 gr) lo más homogéneamente posible, con la finalidad de que se tome una porción representativa de toda la muestra y se coloca en un vaso de precipitados de 50 ml con 30 ml de una solución dispersante de hexametáfosfato de sodio (100 gr en un litro de agua destilada), se deja reposar un día para que actúe el dispersante en la muestra y se disgreguen todas las partículas.

Posteriormente se agita y homogeniza la muestra y con una pipeta Pasteur se toma una pequeña porción y se deposita en el equipo láser, a continuación el equipo indicara 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 (porcentaje de volumen de muestra vs. diámetro de partículas) y el listado de todos los tamaños de partícula detectados.

Finalmente, se realizan las replicas necesarias para cada muestra analizada, cuando la muestra es muy heterogénea se realizan como mínimo tres o cuatro repeticiones y así obtener un promedio final. En cada replica el equipo debe mantenerse perfectamente drenado y lavado. Cuando se obtienen los resultados de la muestra analizada, se superponen todas las gráficas de las repeticiones y se obtiene una gráfica promedio, 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 texturales de dicha muestra (tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ), desviación estandar gráfica inclusiva ( $\sigma_I\phi$ ), grado de asimetría gráfica inclusiva ( $SK_I$ ) 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 realizó con el equipo Beckman Coulter LS230, el cual tiene 132 detectores, analiza partículas de 0.04 a 2000 micras y el tiempo de análisis típico es de 15 a 90 segundos.

#### d. Difracción de rayos X

El análisis de difracción de rayos X se realizó en el Instituto de Geología, UNAM, en el laboratorio de Difracción de Rayos X del Departamento de Geoquímica dicho estudio se realizo en muestra total a 5 muestras seleccionadas a lo largo del núcleo, se hizo para conocer la mineralogía, requiriéndose 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 separa 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 colocó en un vaso de precipitados de 500 ml y se le agregó



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. Transcurridas 12 horas se sacan 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 tomo la parte de arcilla separada por el método anteriormente descrito. Se colocó la muestra en un vaso de precipitados de 400 ml se le agregaron 250 ml de agua destilada y se agitó 20 minutos con un agitador magnético. Posteriormente se coloca la muestra en tubos en la centrifuga 10 minutos a 6,000 rpm. Después se les decanta el agua y se colocan nuevamente en un vaso de precipitados de 400 ml y se les agregan 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 (3.75), y se envía para su análisis.

Para el análisis del politipo de la arcilla se requiere 1 gramo de arcilla seca y para obtenerla se utilizo el método del pipeteo modificado según la ley de Stokes. Se coloca todo la muestra en un frasco de plástico, se tapa y se sella bien y se agita durante 24 horas. Pasadas las 24 horas se coloca el contenido del frasco en una probeta de 1 litro, se enjuaga bien el frasco 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 24 horas. Pasadas 24 horas se sacaban 250 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 24 horas. El agua colectada se coloca en tubos de centrifugado y se utiliza el método de centrifugado antes mencionado para colectar la arcilla que se encuentra en el agua. Una vez que se saca el tubo de la centrifuga el agua se tira y se conservan las arcillas que se encuentran en el fondo del tubo, se coloca un poco de agua destilada y se agita, una vez disuelta se coloca el agua en una cápsula de porcelana y se mete a la estufa a 50 °C hasta que se seque, una vez seca la arcilla se pesa si no es suficiente pasadas las 24 horas se vuelven a recolectar los 250 ml de agua superficial de la probeta y se repite el procedimiento hasta colectar 1 gr de arcilla.

d. Petrografía de arenas

Para la separación de la fracción arenosa del sedimento, la muestra se depositó en un vaso de precipitados de 500 ml y se agito hasta que estuviera bien disuelta, posteriormente se paso por el tamiz de 4 $\phi$ , la arena se recolecta en el tamiz y el lodo se deposita en un vaso de precipitados. La arena colectada se coloca en una cápsula de porcelana y se seca con una lámpara. Finalmente se enviaron las fracciones arenosas para la elaboración de láminas delgadas. Una vez obtenidas se realizó la petrografía de 20 láminas delgadas con el microscopio petrográfico contando 300 puntos para los campos de cuarzo, feldespato, fragmentos de roca, micronódulos, diatomeas, radiolarios nacelarios y espumelarios.

e. Elementos mayores y traza

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 durante 10 minutos. A medida que el molino de tungsteno trabaja la inercia de los elementos de molienda causa que se muevan de forma independiente, entre sí y contra la pared del recipiente y la muestra se muele.

Después, la muestra molida se pasa por un tamiz de 200 mallas ( $3.75\phi$ ), la parte de la muestra que paso por la malla se deposita en un frasco etiquetado y la parte que no pasa, se vuelve a colocar en el molino otros 10 minutos, para retamizarla. Posteriormente se envia al laboratorio de Fluorescencia de rayos X en el Instituto de Geología, UNAM. Los análisis de fluorescencia se realizaron con un equipo Siemens SRS 3000 (tubo de Rh y ventana de Be  $125\ \mu\text{m}$ ).

## RESULTADOS

### a. Color del sedimento

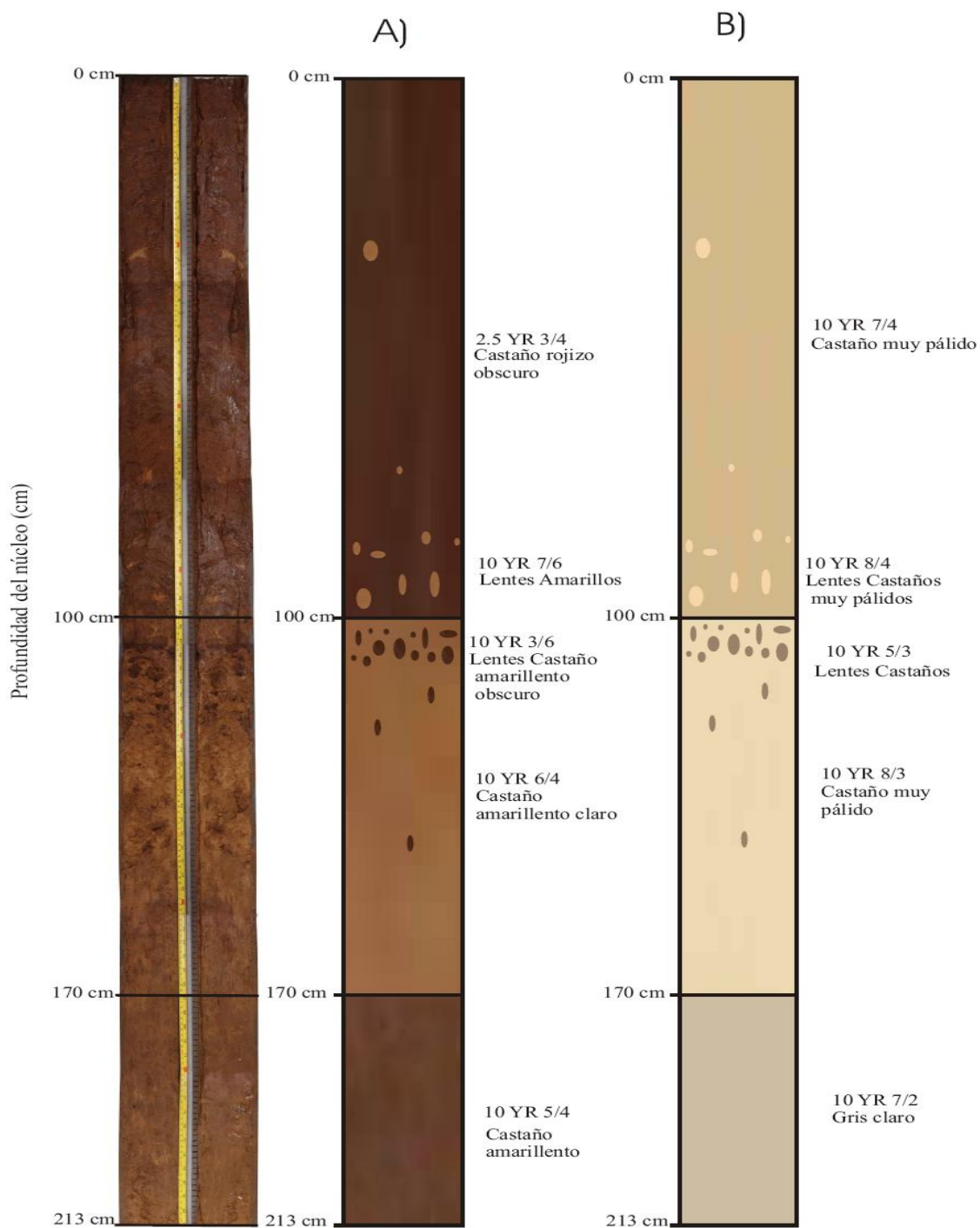


Figura 7. Color del sedimento del núcleo de la estación 15 en A) húmedo y B) seco.

Se analizó el color del sedimento tanto en húmedo como en seco (Fig. 7) mediante la tabla de color de Munsell (Munsell Color Company, 1975). Dicho análisis nos ayudo a reconocer cambios en la sedimentación de la secuencia. Las tablas empleadas para la descripción son la HUE2.5YR y la HUE10YR.

Con base en el color se pueden distinguir tres paquetes: el superior (0 a 100 cm), medio (100-170 cm) e inferior (170 a 213 cm); siendo el paquete medio el que se encuentra más compacto que los otros paquetes. El cambio en el color del sedimento se da gradualmente de uno a otro; además a lo largo del núcleo se observan lentes de sedimento con colores distintos a los observados dentro de diversos intervalos y se encuentran en varios horizontes (31-33, 73-75, 95-111, 114-117, 119-120 y 141-143 cm). En las Tablas 1 y 2 se muestran los cambios de color presentes en la secuencia sedimentaria.

Tabla 1. Color del sedimento y de lentes contenidos en el sedimento del núcleo de la estación 15 en húmedo (Munsell Color Company, 1975).

Inter. (cm)	Clave color sedimento	Nombre color sedimento	Inter. (cm)	Lentes Clave	Lentes Color
0-100	2.5 YR 3/4	Castaño oscuro	31-33	10 YR 7/6	Amarillo
100-170	10 YR 6/4	Castaño amarillento claro	73-75	10 YR 7/6	Amarillo
170-213	10 YR 5/4	Castaño amarillento claro	95-100	10 YR 7/6	Amarillo
			100-111	10 YR 3/6	Castaño amarillento oscuro
			114-117	10 YR 3/6	Castaño amarillento oscuro
			119-120	10 YR 3/6	Castaño amarillento oscuro
			141-143	10 YR 3/6	Castaño amarillento oscuro

Tabla 2. Color del sedimento y de lentes contenidos en el sedimento del núcleo de la estación 15 en seco (Munsell Color Company, 1975).

Inter. (cm)	Clave color sedimento	Nombre color sedimento	Inter. (cm)	Lentes Clave	Lentes Color
0-100	10 YR 7/4	Castaño muy pálido	31-33	10 YR 8/4	Castaño muy pálido
100-170	10 YR 8/3	Castaño muy pálido	73-75	10 YR 8/4	Castaño muy pálido
170-213	10 YR 7/2	Gris claro	95-100	10 YR 8/4	Castaño muy pálido
			100-111	10 YR 5/3	Castaño
			114-117	10 YR 5/3	Castaño
			119-120	10 YR 5/3	Castaño
			141-143	10 YR 5/3	Castaño

#### b. Susceptibilidad magnética

Los datos de susceptibilidad magnética fueron tomados cada 0.5 cm, los valores de susceptibilidad magnética se graficaron en función de la profundidad (Fig. 8). Los valores de susceptibilidad magnética fluctúan de 19.6 a 36.3 con un promedio de 27.5. En la gráfica se observan diferentes patrones de variación, lo que nos permite diferenciar tres paquetes el superior, medio y el inferior, el cambio de un paquete a otro se da de forma transicional como se observa en la Figura 8. Los valores de susceptibilidad más altos se encuentran en la unidad de en medio (paquete 2), entre los 120 a 155 cm. Los picos más bajos se encuentran en el paquete superior entre 0 y 30 cm.

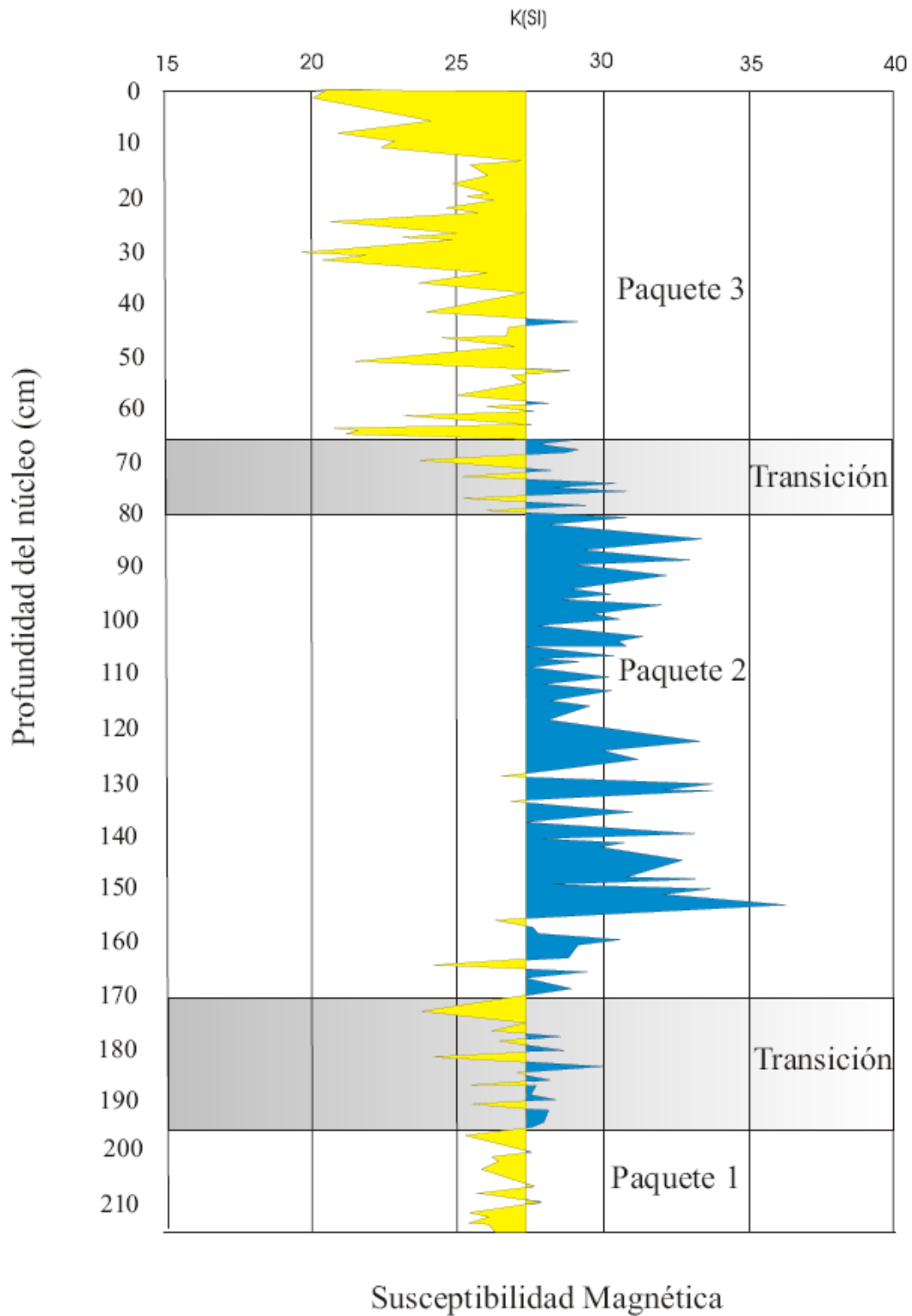


Figura 8. Susceptibilidad magnética, la línea vertical es el valor promedio de 27.5 de un total de 426 mediciones.

### c. Análisis granulométrico y parámetros texturales.

Es importante conocer el tamaño de los sedimentos como otra propiedad física de los mismos. De esta manera a lo largo del núcleo se pueden determinar los principales constituyentes granulométricos, resultando ser en orden de abundancia: limo > arcilla > arena.

#### Arena

La fracción arenosa es la menos abundante, el porcentaje de arena contenido en los sedimentos es muy variable con un mínimo de 2.3% y un máximo de 29.3%; los picos más altos se encuentran en el rango de 120 a 185 cm, mientras que los más bajos están presentes en la cima del núcleo. En la Figura 9 se observa que con base en el porcentaje de arenas el núcleo puede dividirse en tres paquetes el superior con los porcentajes más bajos, el medio con los más altos y el inferior con los valores intermedios; el valor promedio obtenido es de 10.5%.

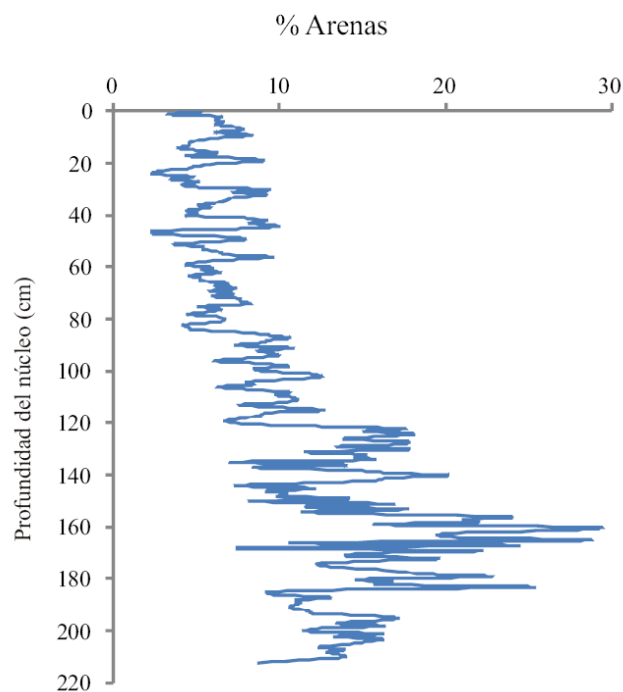


Figura 9. Porcentaje de arenas a lo largo del núcleo de la estación 15.



## Limo

Es el principal componente del núcleo debido a que es el más abundante, tiene como mínimo 59.5% y como máximo 76.8%. Los picos más altos se encuentran entre los 78-105 cm., mientras que los picos más bajos se presentan entre 120-181 cm. En la Figura 10 se pueden distinguir 3 paquetes el superior, medio e inferior; observándose que el paquete medio tiene los valores más bajos y los otros 2 son similares. El valor promedio de limos es de 71.7%.

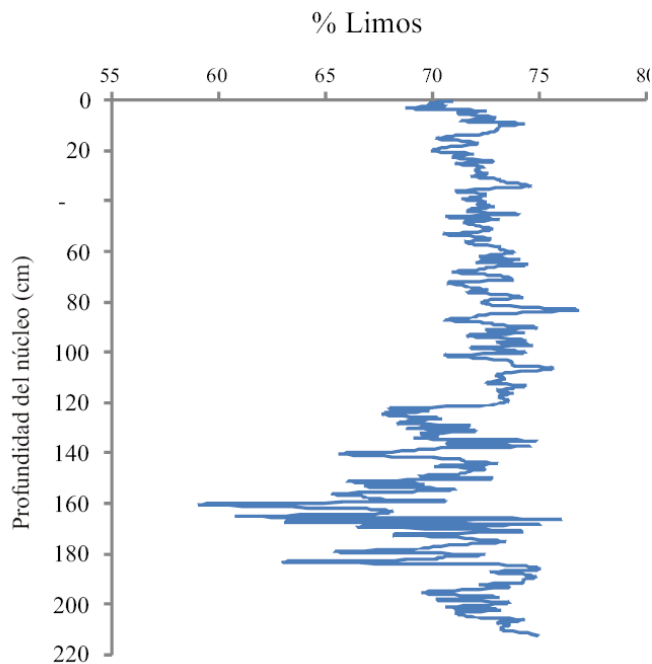


Figura 10. Porcentaje de limos a lo largo del núcleo de la estación 15.

## Arcillas

Este es el segundo principal constituyente del núcleo y los porcentajes de arcilla son variables con un mínimo de 9.9% y un máximo de 26.9% y un promedio de 17.7%. Los picos más bajos se encuentran en la base, mientras que los picos más altos se encuentran en la cima del núcleo. En la Figura 11 se pueden distinguir tres paquetes el superior, medio e

inferior, siendo el medio una transición entre los valores altos y bajos del porcentaje de arcilla presente en el núcleo.

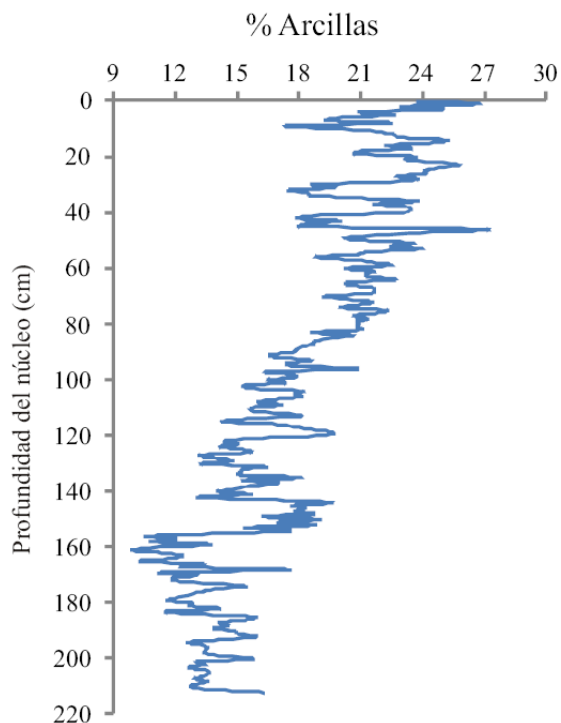


Figura 11. Porcentaje de arcillas a lo largo del núcleo de la estación 15.

La Tabla 3 muestra los porcentajes máximos, mínimos y promedio de las arenas, limos y arcillas.

Tabla 3. Porcentajes máximos, mínimos y promedio de las arenas, limos y arcillas.

	Arenas	Limos	Arcillas
Promedio	10.529	71.695	17.774
Desviación	13.8	8.9	8.5
Máx	29.289	76.822	26.975
Mín	2.345	59.48	9.919

## Clasificación de los sedimentos

En el presente trabajo se utilizaron los triángulos de Folk (1974) y el de Shepard (1954) para observar cuantos tipos de tamaños están presentes en los sedimentos a lo largo del núcleo, además de hacer una comparación de ambos resultados. En la Figura 12 se observa que dependiendo del autor la clasificación varía en: A) los datos caen en dos grupos limo y limo arenoso los cuales son proporcionales entre sí y en B) los datos caen en tres grupos: limo arcilloso, limo arenoso y limo, siendo el primero el más abundante y el tercero el más escaso.

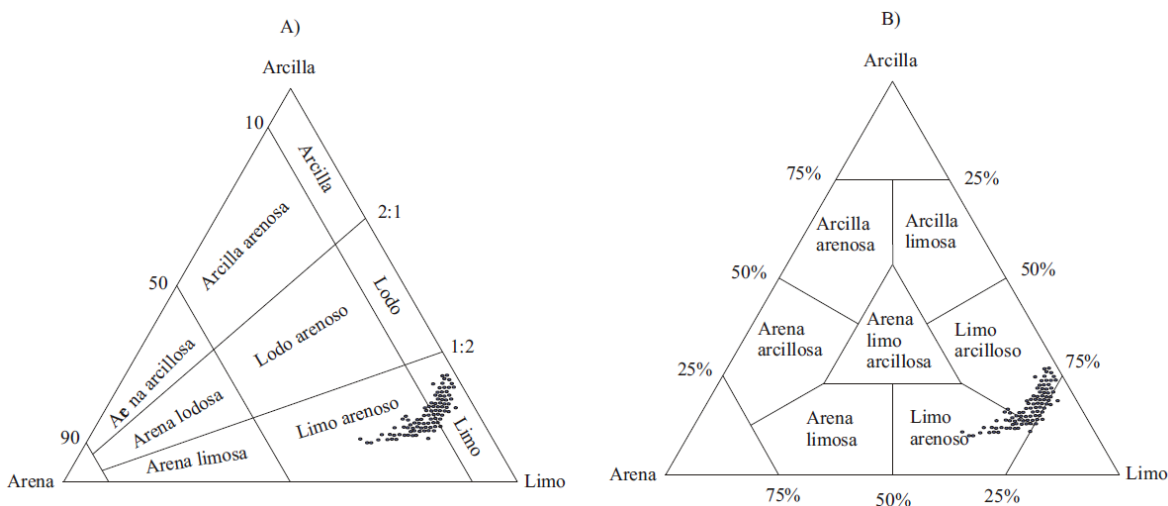


Figura 12. Triángulos de clasificación de: A) Folk (1974) y Shepard (1954).

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

La Figura 13 muestra que el tamaño gráfico promedio a lo largo del núcleo se encuentra en los limos con un valor máximo de  $6.836\phi$ , un mínimo de  $5.306\phi$  y promedio de  $6.160\phi$ . En la Figura 13 se observa que se puede dividir en tres paquetes: 1) el superior donde se encuentran los valores más altos, 2) el medio donde se tienen los picos más pequeños y el 3) inferior con valores intermedios.

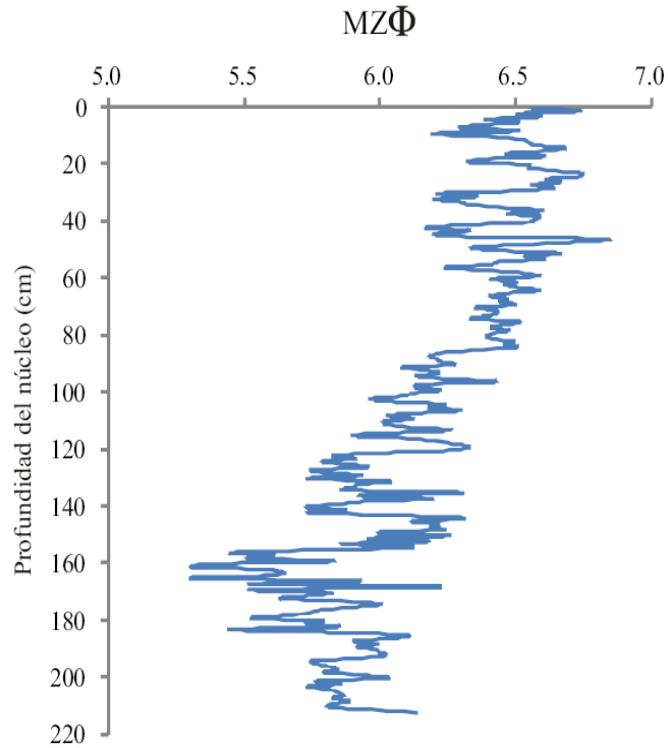


Figura 13. Tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ) a lo largo del núcleo de la estación 15.

#### Desviación gráfica inclusiva ( $\sigma_1\phi$ )

La gráfica de desviación gráfica inclusiva (Fig. 14) muestra que a lo largo de todo el núcleo el sedimento se encuentra mal clasificado con un valor máximo de  $1.980\phi$ , un mínimo de  $1.696\phi$  y un promedio de  $1.828\phi$ ; en la figura se observa que los valores a lo largo del núcleo son muy variables.

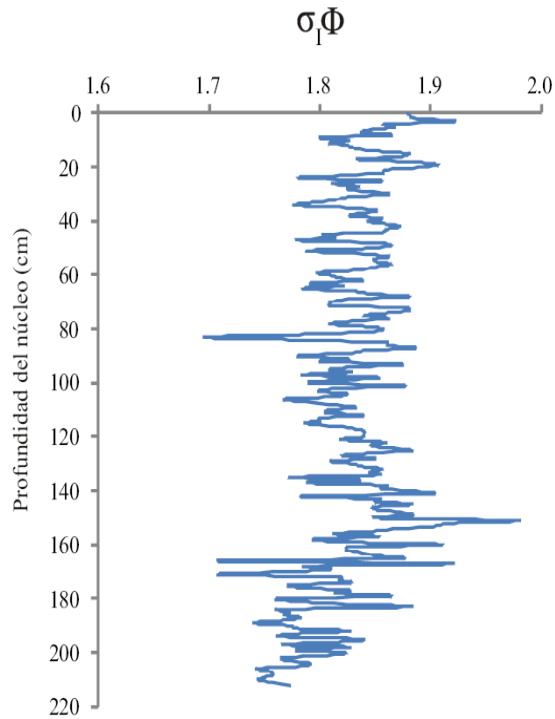


Figura 14. Desviación gráfica inclusiva ( $\sigma_I\phi$ ) a lo largo del núcleo de la estación 15.

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

La gráfica de grado de asimetría gráfica inclusiva (Fig. 15) se puede dividir en dos paquetes el superior que se encuentra dentro de los primeros 70 cm presenta intercalaciones de simétrico a asimétrico hacia los finos; y el inferior que está representado por el resto del núcleo es asimétrico hacia los finos, debido a que hay un mayor aporte de sedimentos finos. El valor máximo es de 0.254 que corresponde con asimétrico hacia los finos, el mínimo es de 0.046 que nos indica que es simétrico y el promedio de 0.147 que también es simétrico hacia los finos.

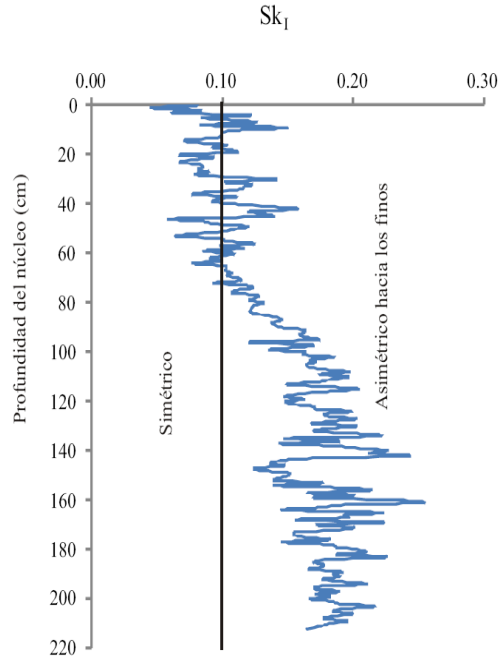


Figura 15. Grado de asimetría gráfica inclusiva ( $Sk_I$ ) a lo largo del núcleo de la estación 15.

### Curtosis gráfica $K_G$

En lo que se refiere a la curtosis gráfica (Fig. 16) a lo largo del núcleo se presentan intercalaciones de mesocúrtico a platicúrtico, con un máximo de 1.001 que es un valor mesocúrtico, un mínimo de 0.825 que también es platicúrtico y un promedio de 0.898 que corresponden a un valor platicúrtico. Este comportamiento se debe a que en el sedimento hay una gran variedad de tamaños asociados a las diferentes fuentes de aporte.

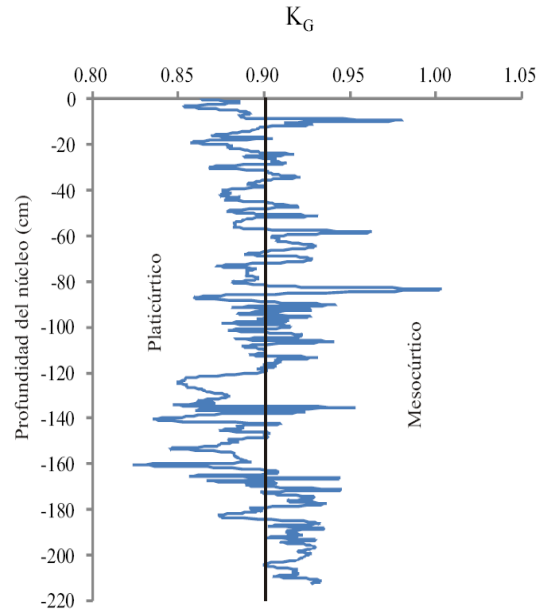


Figura 16. Curtosis gráfica ( $K_G$ ) a lo largo del núcleo de la estación 15.

La Tabla 4 muestra un resumen con los valores máximos, mínimos y promedio de los parámetros texturales antes mencionados.

Tabla 4. Valor máximo, mínimo y promedio del tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ), desviación estándar gráfica inclusiva ( $\sigma_I\phi$ ), grado de asimetría gráfica inclusiva ( $Sk_I$ ) y curtosis gráfica ( $K_G$ ) para un total de 213 muestras de sedimento.

	$Mz\phi$	$\sigma_I\phi$	$Sk_I$	$K_G$
Promedio	6.16	1.828	0.147	0.898
Desviación	0.77	0.14	0.10	0.09
Máx	6.836	1.98	0.254	1.001
Mín	5.306	1.696	0.046	0.825

#### **d. Difracción de rayos X.**

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

Las 5 muestras analizadas son similares entre sí (Tabla 5); la cristalinidad que presentan todas va de intermedia a baja. La mineralogía de todas es la misma ya que en todas encontramos las mismas fases: cuarzo, halita, plagioclasa, barita y filosilicatos a  $\approx 7\text{\AA}$  y  $\approx 10\text{\AA}$  de distancia interplanar. Las muestras solo pueden diferenciarse entre ellas por ligeras diferencias en las proporciones relativas en las que se presentan dichas fases y por pequeños cambios en el grado de cristalinidad de los minerales que las forman. La halita presente en las muestras se debe a que a las muestras no se les dio un tratamiento previo para retirar la sal del agua de mar (Dra. Pi, comunicación personal).

El estudio anterior es cualitativo pero mediante la tabla de intensidad integrada de los picos se observa como va variando la proporción en que se presenta en las diferentes fases (Tabla 6).



Tabla 5. Composición mineralógica determinada en muestra total mediante difracción de rayos X en 5 niveles distribuidos a lo largo del núcleo de la estación 15.

Inter. (cm)	Fases identificadas	Ficha DRX	Observaciones
9	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 ≈ 10Å y ≈ 7Å	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Predominio de Cuarzo y Halita. Bajo desarrollo de los filosilicatos
30	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 ≈ 10Å y ≈ 7Å	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Predominio de Cuarzo y Halita. Bajo desarrollo de los filosilicatos
92	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 ≈ 10Å, ≈ 7Å y ≈ 14Å	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Se incrementa ligeramente la cantidad de halita y la arcilla se define un poco mejor que en las dos muestras anteriores.
140	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 ≈ 7Å con desarrollo muy bajo	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Poco desarrollo de los filosilicatos
196	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 ≈ 7Å	[46-1045] [5-0628] [9-0465] [24-1035]	Poco desarrollo de los filosilicatos

Nota. La halita está presente en todas las muestras dado que en el sedimento quedó incluida el agua intersticial marina.

Tabla 6. Intensidad integrada observada en el difractograma de los componentes mineralógicos de la muestra total.

Inter. (cm)	Mica	Arcilla	Cuarzo	Plagioclasa	Barita	Halita
9	101	136	1448	280	120	929
30	69	269	1217	239	99	1054
92	42	259	1201	204	132	1065
140	70	266	1393	243	183	1034
196	58	432	1296	247	223	1244
Promedio	42	136	1201	204	99	929
Desviación	21.6	105.2	108.0	27.0	50.6	113.6
Máx	68	272.4	1311	242.6	151.4	1065.2
Mín	101	432	1448	280	223	1244

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

El análisis de difracción de arcilla se realizó en 18 muestras, para saber el tipo de arcillas que se encuentran en los sedimentos de la columna, y en la Tabla 7 se muestra el resumen de los resultados de dos muestras representativas, el resto se encuentra en el anexo 1 debido a que todas las muestras son similares.

Tabla 7. Composición mineralógica representativa de la fracción arcillosa de dos muestras seleccionadas. El total de las 20 muestras analizadas se presenta en el anexo 1.

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

Las 18 muestras de arcilla analizadas presentan una cristalinidad intermedia-alta. Como las muestras son similares en composición, la mineralogía de las arcilla de las 18 muestras es muy similar, ya que en todas se observaron los mismos picos y con intensidad muy similar.

En lo que se refiere a los minerales del grupo de los filosilicatos, en las muestras analizadas se encontraron 3 picos importantes a  $\approx 7\text{\AA}$ ,  $\approx 10\text{\AA}$  y  $\approx 14-15\text{\AA}$ . El pico de  $\approx 14-15\text{\AA}$  es el más importante y corresponde con un mineral del grupo de las esmectitas (arcillas expandibles). El pico de  $\approx 10\text{\AA}$  pertenece a una mica probablemente de tipo illita mientras que el pico a  $\approx 7\text{\AA}$  es de un mineral del grupo de la caolinita ya que al calentar la muestra a  $550^{\circ}\text{C}$  el pico desaparece. En las 18 muestras analizadas, la esmectita es el mineral predominante seguido de la caolinita (bien cristalizada) y finalmente la illita que es poco cristalina y poco abundante.

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

Con la finalidad de conocer la composición mineralógica en la fracción limosa se eligieron 20 muestras a lo largo del núcleo y se les realizó difracción de rayos X. Las muestras analizadas presentan cristalinidad intermedia y una mineralogía muy similar (Tabla 8). Las fases cristalinas presentes en los limos son: cuarzo, plagioclasa y barita; indicando las fases por orden de abundancia. Con este análisis no se puede descartar la presencia de sílice amorfa. Estas muestras solo se discriminan entre sí por ligeras diferencias entre las proporciones relativas en que se presentan dichas fases y por pequeños cambios en el grado de cristalinidad de los minerales que los conforman.

Tabla 8. Composición mineralógica de la fracción limosa obtenida por difracción de rayos X.

Inter. (cm)	FASES IDENTIFICADAS	Ficha DRX	OBSERVACIONES
8-9	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]	
18-19	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]	
29-30	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]	
43-44	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]	
46-47	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]	
56- 57	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]	
74-75	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]	
83-84	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]	
	Anfibol a ≈8.4 Å		
92	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]	
102-103	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]	
115-116	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]	
124-125	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]	
139-140	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]	
151-152	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]	
160-161	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]	
172-173	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]	

182-183	Cuarzo: SiO <sub>2</sub> Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> Barita :BaSO <sub>4</sub>	[46-1045] [9-0465] [24-1035]	Predominio de Cuarzo.
195-196	Cuarzo: SiO <sub>2</sub> Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> Barita :BaSO <sub>4</sub>	[46-1045] [9-0465] [24-1035]	Predominio de Cuarzo.
210-211	Cuarzo: SiO <sub>2</sub> Plagioclasa intermedia: (Ca,Na)(Al,Si) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> Barita :BaSO <sub>4</sub>	[46-1045] [9-0465] [24-1035]	Predominio de Cuarzo.

Este estudio es cualitativo, pero con la tabla de intensidad integrada de los picos (Tabla 9) se puede observar la variación de la proporción en que se encuentran las diferentes fases.

Tabla 9. Intensidad Integrada para los componentes mineralógicos de la fracción limosa.

Inter. (cm)	Cuarzo	Plagioclasa	Barita
08-Sep	3288	980	<100
18-19	3780	821	<100
29-30	3293	733	<100
43-44	3295	654	<100
46-47	3612	1081	139
56-57	3115	737	105
74-75	4183	1292	152
83-84	3089	661	<100
92	3552	1047	<100
102-103	2744	704	165
115-116	3639	654	<100
124-125	3176	613	295
130-131	2781	690	111
139-140	3123	785	214
151-152	2947	610	310
160-161	2974	585	343
172-173	2606	675	164
182-183	3248	557	97
194-196	2741	684	336
210-211	2611	589	219
Promedio	3189.9	757.6	203.8
Desviación	413.6	194.8	89.7
Máx	4183	1292	343
Mín	2606	557	97

### e. Petrografía en la fracción arenosa

Los minerales observados en las láminas delgadas son, cuarzo, feldespatos, vidrio volcánico, fragmentos de roca volcánica, radiolarios (Fig. 17), diatomeas (Fig. 18), espículas (Fig.19) y micromódulos (Fig.20); para la realización del conteo petrográfico solo se tomaron en cuenta los más abundantes.

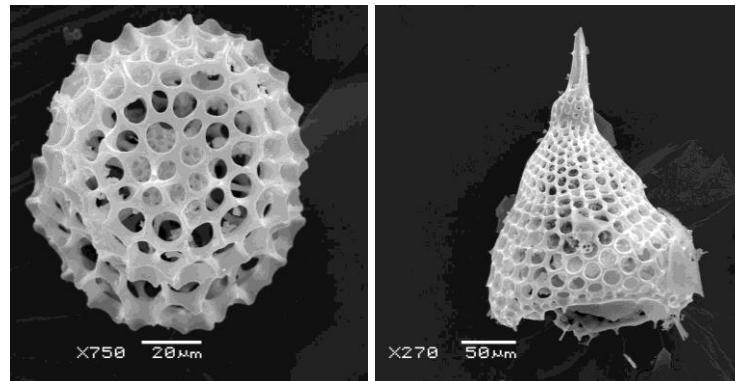


Figura 17. Imagen de radiolarios: espumelario (izquierda) y naselario (derecha) observados frecuentemente en el paquete 1 y 3 del núcleo de la estación 15.

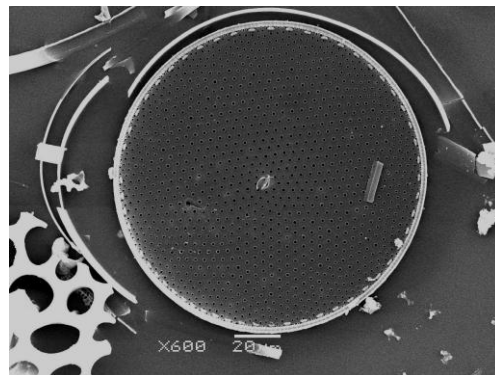


Figura 18. Imagen de una diatomea central observada en el paquete 1 y 3 del núcleo de la estación 15.

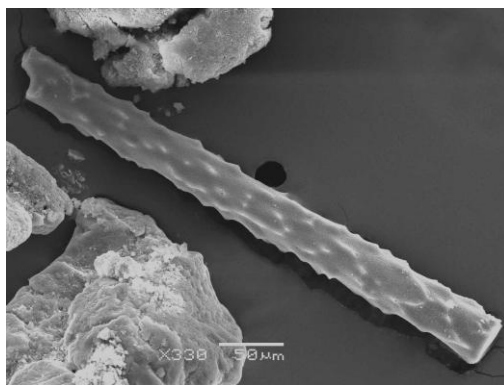


Figura 19. Imagen de una espícula observada a lo largo del núcleo de la estación 15.

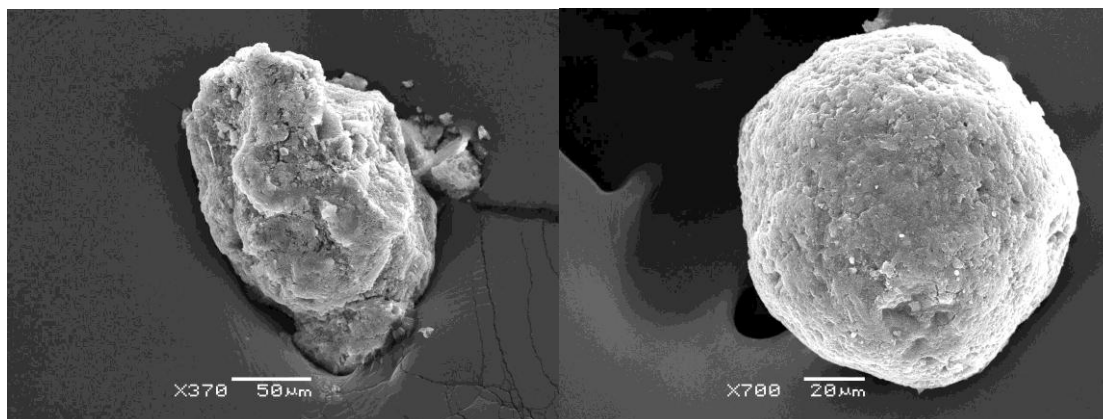


Figura 20. Imagen de dos micronódulos observados en el núcleo de la estación 15: el de la izquierda es de forma irregular y el de la derecha de forma esférica.

En la Tabla 10 se observan los resultados del conteo petrográfico de la fracción arenosa, dicha tabla muestra que los sedimentos en la fracción arenosa tienen influencia de aportes hidrotermal, volcánico, biógenos y autógenos. En cuanto a los feldespatos son angulosos y escasos debido a que son los que se descomponen más rápido, los fragmentos de roca volcánica también son escasos aunque en el paquete 2 los fragmentos de roca se hacen más abundantes. Los biógenos más abundantes son los radiolarios que disminuyen en proporción conforme aumenta la profundidad, además de que la proporción de radiolarios espumelarios es mayor que la de los radiolarios naselarios. Las diatomeas son los biógenos menos abundantes o escasos que desaparecen hacia la base. El cuarzo tiene un

comportamiento variable a lo largo del núcleo y presenta vacuolas, vetillas y microlitos que sugieren que son de origen hidrotermal; los componentes autógenos (micronódulos) tienden a ser más abundantes hacia la base y son los más abundantes de todos los componentes.

Tabla 10. Resultados del conteo petrográfico de la fracción arenosa, se resaltan los valores mayores al promedio.

Intervalo	SI	Mzφ	Diat.	Q	Feld.	mn.	Frag. Roca	Esp.	Nas.	Total
08-09	21.6	<b>6.5</b>	<b>15</b>	26	0	129	0	<b>84</b>	<b>46</b>	300
18-19	25.7	<b>6.4</b>	<b>8</b>	31	<b>2</b>	88	0	<b>119</b>	<b>53</b>	300
29-30	21.7	<b>6.5</b>	<b>3</b>	24	0	84	0	<b>127</b>	<b>63</b>	300
43-44	<b>29.2</b>	<b>6.3</b>	<b>2</b>	23	0	65	5	<b>156</b>	<b>49</b>	300
46-47	24.7	<b>6.8</b>	<b>4</b>	40	<b>1</b>	121	1	<b>63</b>	<b>70</b>	300
56-57	25	<b>6.2</b>	1	<b>80</b>	<b>3</b>	97	1	25	<b>93</b>	300
74-75	<b>28.9</b>	<b>6.3</b>	0	<b>129</b>	0	131	0	19	21	300
83-84	<b>32.8</b>	<b>6.5</b>	0	<b>60</b>	0	<b>215</b>	0	6	19	300
91-92	<b>31.1</b>	<b>6.1</b>	<b>2</b>	<b>83</b>	0	<b>190</b>	0	17	8	300
102-103	<b>31.1</b>	6	0	<b>122</b>	0	130	<b>30</b>	1	17	300
115-116	<b>29.3</b>	5.9	0	17	0	<b>265</b>	<b>18</b>	0	0	300
124-125	<b>30.1</b>	5.8	0	22	<b>5</b>	<b>212</b>	<b>40</b>	21	0	300
130-131	<b>33.3</b>	5.7	0	16	<b>2</b>	<b>258</b>	<b>25</b>	0	0	300
139-140	<b>32.4</b>	5.8	0	25	0	136	<b>114</b>	26	0	300
151-152	<b>32.4</b>	6	0	43	<b>3</b>	<b>234</b>	<b>20</b>	0	0	300
160-161	<b>29.6</b>	5.4	0	15	0	<b>219</b>	<b>63</b>	4	0	300
172-173	26.7	5.6	0	<b>62</b>	0	<b>192</b>	<b>44</b>	2	0	300
182-183	25.5	5.8	0	<b>67</b>	0	<b>229</b>	0	9	0	305
195-196	27.1	5.8	0	31	0	<b>244</b>	<b>17</b>	8	0	300
210-211	25.6	5.8	0	13	0	<b>281</b>	6	0	0	300
Promedio	28.2	6.06	1.8	46.5	0.8	183.5	12.6	34.4	22	
Desviación	3.6	0.4	3.7	34.6	0	72.8	29.1	48.5	29.3	
Máx.	33.3	6.8	15	129	5	285	114	156	93	
Min.	21.6	5.4	0	13	0	65	0	0	0	

Diat. = diatomeas, Q = cuarzo, Feld. = feldespatos, mn. = micronódulos polimetálicos, Esp. = espumelario, Nas. = naseario



Se agruparon los campos medidos en la tabla anterior en volcánico, hidrotermal, biógenos, y autógenos (Tabla 11) para conocer su proporción y se observa que los autógenos son los más abundantes, mientras que en los biógenos se observa una disminución en el contenido de éstos organismos a medida que el sedimento es más profundo dentro del núcleo. Los volcánicos son más abundantes en el paquete 2 del núcleo y los hidrotermales son variables.

Tabla 11. Resumen de porcentaje de biógenos, volcánicos, hidrotermales y autógenos en la fracción arenosa, se resaltan los valores mayores que el promedio.

Intervalo	SI	Mzφ	% Biógenos	% Volcánicos	% Autógenos	% Hidrotermales	Total
8-9	21.6	<b>6.5</b>	<b>48.3</b>	0	43	8.7	100
18-19	25.7	<b>6.4</b>	<b>59</b>	0.7	30	10.3	100
29-30	21.7	<b>6.5</b>	<b>64</b>	0	28	8	100
43-44	<b>29.2</b>	<b>6.3</b>	<b>69</b>	1.7	21.7	7.7	100
46-47	24.7	<b>6.8</b>	<b>45.3</b>	0.7	40.7	13.3	100
56-57	25	<b>6.2</b>	<b>39.7</b>	1.3	33.3	<b>26.7</b>	100
74-75	<b>28.9</b>	<b>6.3</b>	13.3	0	43.7	<b>43</b>	100
83-84	<b>32.8</b>	<b>6.5</b>	8.3	0	<b>71.7</b>	<b>20</b>	100
91-92	<b>31.1</b>	<b>6.1</b>	9	0	<b>63.3</b>	<b>27.7</b>	100
102-103	<b>31.1</b>	6	6	<b>10</b>	53.3	<b>40.7</b>	100
115-116	<b>29.3</b>	5.9	0	6	<b>94.3</b>	5.7	100
124-125	<b>30.1</b>	5.8	7	<b>15</b>	<b>85.7</b>	7.3	100
130-131	<b>33.3</b>	5.7	0	<b>9</b>	<b>94.7</b>	5.3	100
139-140	<b>32.4</b>	5.8	8.7	<b>38</b>	45.3	8.3	100
151-152	<b>32.4</b>	6	0	<b>7.7</b>	<b>85.7</b>	14.3	100
160-161	<b>29.6</b>	5.4	1.3	<b>21</b>	<b>72.7</b>	5	100
172-173	26.7	5.6	0.7	<b>14.7</b>	<b>64</b>	<b>20.7</b>	100
182-183	25.5	5.8	1.3	0	<b>76.4</b>	<b>22.3</b>	100
195-196	27.1	5.8	2.7	5.7	<b>81.3</b>	10.3	100
210-211	25.6	5.8	0	2	<b>93.7</b>	4.3	100
Promedio	28.2	6.06	19.2	6.7	61.1	15.5	
Desviación	3.6	0.4	24.6		24.2		
Máx	33.3	6.8	69	38	94.7	43	
Mín	21.6	5.4	0	0	21.7	4.3	

La fracción arenosa del paquete dos se observó con mayor detenimiento en el microscopio estereoscópico encontrando vidrio pumítico (Fig. 21) y vidrio volcánico plano color castaño claro (Fig. 22). El paquete 2 tiene la mayor cantidad de micronódulos polimetálicos.



Figura 21. Imagen obtenida con microscopio estereoscópico en arenas finas de vidrio pumítico de color castaño claro, el cual es abundante en el paquete 2.

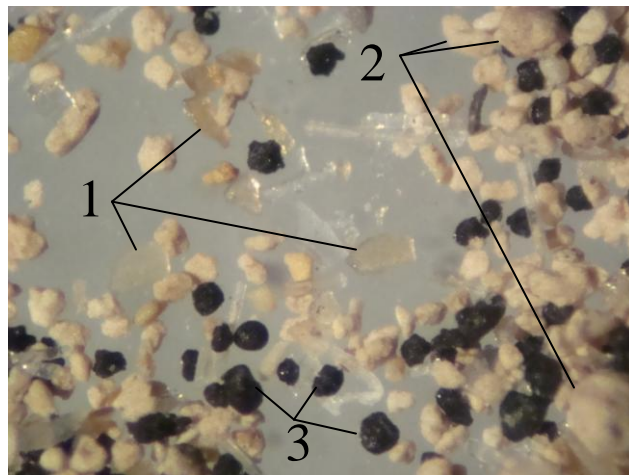


Figura 22. Imagen obtenida con microscopio estereoscópico en arenas finas, donde se observa: 1 vidrio plano de color castaño, 2 fragmentos de roca volcánica (pómez) y 3 micronódulos.

En la misma fracción arenosa se observaron micronódulos de color negro, con diferentes formas (esféricos, botroidales, ovalados e irregulares) (Fig. 23).

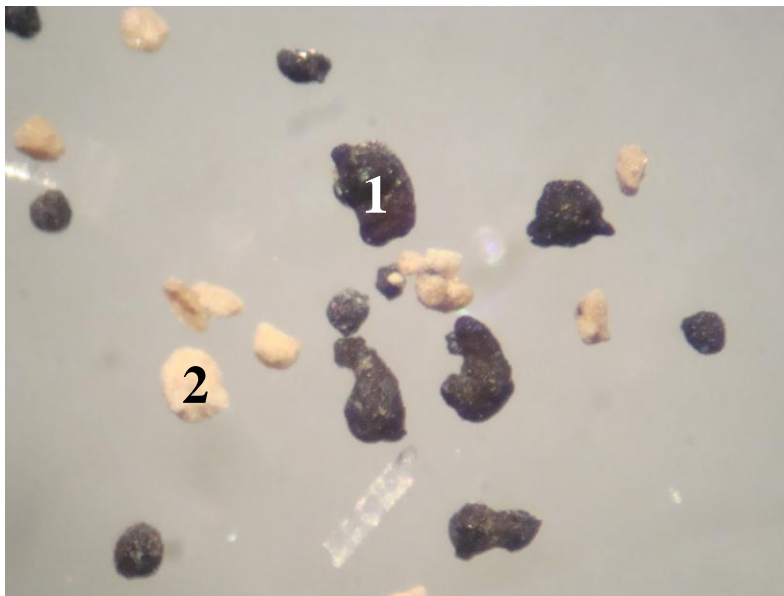


Figura 23. Imagen tomada en el microscopio estereoscópico (intervalo 130 – 131 cm) donde se muestra: 1 Micronódulos de color negro con formas variadas (esféricas, botroidales e irregulares), 2 Fragmentos de roca volcánica (pómez).

#### **f. Elementos mayores y traza**

Se analizaron 18 muestras a lo largo del núcleo por fluorescencia de rayos X para obtener los elementos mayores y traza. En las Tablas 12 y 13 se muestra el resumen de los resultados obtenidos de dicho análisis.

En la Tabla 12 se puede observar que el elemento más abundante es el  $\text{SiO}_2$  y el de menor abundancia es el  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Tabla 12. Composición de elementos mayores (%) de la estación 15 a lo largo del núcleo, 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
9	21.6	<b>6.5</b>	55.488	0.791	<b>16.364</b>	<b>10.771</b>	<b>1.318</b>	3.838	<b>1.861</b>	5.711	<b>3.253</b>	<b>0.604</b>	100
19	25.7	<b>6.4</b>	56.465	0.747	15.169	<b>11.182</b>	<b>1.528</b>	3.559	1.606	<b>5.995</b>	<b>3.251</b>	0.498	100
30	21.7	<b>6.5</b>	56.463	<b>1.117</b>	13.459	<b>11.451</b>	<b>1.747</b>	<b>5.674</b>	1.619	5.053	3.025	0.392	100
44	<b>29.2</b>	<b>6.3</b>	56.467	0.755	15.637	<b>11.077</b>	<b>1.405</b>	3.569	1.589	5.7	<b>3.305</b>	0.496	100
57	25	<b>6.2</b>	56.158	0.77	<b>16.575</b>	<b>10.662</b>	<b>1.206</b>	3.543	1.593	<b>5.843</b>	3.123	<b>0.527</b>	100
75	<b>28.9</b>	<b>6.3</b>	55.792	0.783	<b>17.034</b>	<b>10.577</b>	<b>1.018</b>	3.674	1.636	<b>5.892</b>	3.078	<b>0.516</b>	100
92	<b>31.1</b>	<b>6.1</b>	56.458	0.739	14.876	<b>10.982</b>	<b>1.848</b>	3.556	1.627	6.172	<b>3.242</b>	<b>0.5</b>	100
103	<b>31.1</b>	6	56.062	<b>0.803</b>	<b>17.05</b>	<b>10.113</b>	<b>1.006</b>	3.78	<b>1.817</b>	5.703	3.023	<b>0.644</b>	100
116	<b>29.3</b>	5.9	56.344	<b>0.815</b>	<b>17.292</b>	9.25	0.78	3.943	<b>1.934</b>	<b>5.875</b>	3.024	<b>0.743</b>	100
125	<b>30.1</b>	5.8	<b>57.788</b>	0.782	<b>17.142</b>	9.031	0.614	<b>4.291</b>	1.591	5.06	3.164	<b>0.536</b>	100
131	<b>33.3</b>	5.7	<b>57.757</b>	0.743	<b>17.2</b>	8.947	0.507	<b>4.231</b>	1.599	5.528	2.957	<b>0.531</b>	100
140	<b>32.4</b>	5.8	<b>57.651</b>	0.779	<b>16.688</b>	9.367	0.353	<b>4.207</b>	<b>1.703</b>	5.435	<b>3.21</b>	<b>0.607</b>	100
152	<b>32.4</b>	6	<b>57.237</b>	0.779	<b>16.897</b>	9.414	0.624	<b>4.101</b>	<b>1.757</b>	5.466	3.067	<b>0.659</b>	100
161	<b>29.6</b>	5.4	<b>58.257</b>	0.661	14.767	9.412	0.417	3.371	<b>2.76</b>	<b>6.614</b>	<b>3.339</b>	0.401	100
173	26.7	5.6	<b>56.711</b>	0.751	<b>16.438</b>	9.301	0.762	<b>4.298</b>	<b>1.706</b>	<b>6.404</b>	3.011	<b>0.618</b>	100
183	25.5	5.8	<b>56.748</b>	0.753	16.159	9.44	<b>1.22</b>	<b>4.2</b>	1.683	<b>5.992</b>	<b>3.26</b>	<b>0.545</b>	100
196	27.1	5.8	56.271	0.762	15.825	9.869	<b>1.365</b>	<b>4.351</b>	1.509	<b>6.209</b>	<b>3.358</b>	0.479	100
211	25.6	5.8	56.348	0.746	<b>16.269</b>	9.763	0.988	<b>4.24</b>	1.457	<b>6.591</b>	3.173	0.425	100
Promedio	28.1	6	56.7	0.8	16.2	10	1	4	1.7	5.8	3.2	0.5	
Desviación	3.5	0.3	0.75	0.09	1.04	0.82	0.45	0.52	0.28	0.45	0.12	0.092	
Máx	33.3	6.5	58.257	1.117	17.292	11.451	1.848	5.674	2.76	6.614	3.358	0.743	
Mín	21.6	5.4	55.488	0.661	13.459	8.947	0.353	3.371	1.457	5.053	2.957	0.392	

En la Tabla 13 se observa que el elemento traza que predomina es el Ba y los que menos predominan son el Zr y Th.

Tabla 13. Composición de elementos traza (ppm) de la estación 15 a lo largo del núcleo, 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
9	21.6	<b>6.5</b>	<b>164</b>	<b>541</b>	<b>12443</b>	<b>287</b>	<3	<b>17</b>	<b>161</b>	<b>73</b>	<b>122</b>	<b>461</b>	<b>562</b>	<b>366</b>	6	<b>69</b>
19	25.7	<b>6.4</b>	142	<b>493</b>	10069	183	<b>19</b>	16	<b>214</b>	<b>81</b>	95	<b>379</b>	487	327	<b>7</b>	<b>54</b>
30	21.7	<b>6.5</b>	130	444	9361	162	<b>29</b>	15	<b>193</b>	<b>82</b>	78	263	454	304	<b>7</b>	<b>55</b>
44	<b>29.2</b>	<b>6.3</b>	149	<b>500</b>	10750	205	9	16	<b>193</b>	<b>83</b>	<b>101</b>	<b>371</b>	<b>530</b>	329	5	<b>61</b>
57	25	<b>6.2</b>	<b>161</b>	<b>490</b>	10156	221	<b>19</b>	15	<b>166</b>	<b>76</b>	<b>102</b>	<b>366</b>	<b>515</b>	331	<b>8</b>	<b>62</b>
75	<b>28.9</b>	<b>6.3</b>	151	<b>489</b>	10603	209	11	15	<b>173</b>	<b>78</b>	90	332	493	311	6	<b>68</b>
92	<b>31.1</b>	<b>6.1</b>	147	468	9823	198	<b>22</b>	14	<b>214</b>	<b>73</b>	<b>110</b>	<b>435</b>	<b>518</b>	<b>366</b>	<b>8</b>	<b>53</b>
103	<b>31.1</b>	6	149	416	11080	<b>242</b>	4	13	140	64	95	332	458	314	<b>7</b>	<b>55</b>
116	<b>29.3</b>	5.9	147	<b>488</b>	<b>12697</b>	<b>271</b>	<3	16	116	60	83	280	407	301	<b>7</b>	43
125	<b>30.1</b>	5.8	139	<b>494</b>	<b>13951</b>	210	<3	<b>19</b>	132	62	77	260	<b>512</b>	325	4	42
131	<b>33.3</b>	5.7	132	427	11770	195	<3	<b>18</b>	114	59	64	230	489	301	6	38
140	<b>32.4</b>	5.8	117	433	12185	178	<3	<b>19</b>	109	62	49	165	391	267	5	36
152	<b>32.4</b>	6	<b>154</b>	454	12039	<b>279</b>	<3	<b>19</b>	128	56	88	288	<b>507</b>	336	<b>7</b>	44
161	<b>29.6</b>	5.4	147	<b>496</b>	<b>14410</b>	<b>282</b>	<3	<b>21</b>	108	55	91	289	<b>508</b>	<b>347</b>	6	39
173	26.7	5.6	150	483	<b>13235</b>	<b>270</b>	<3	<b>17</b>	100	52	90	312	484	<b>347</b>	6	37
183	25.5	5.8	<b>201</b>	<b>596</b>	<b>16168</b>	<b>363</b>	<3	<b>18</b>	<b>150</b>	57	<b>166</b>	<b>627</b>	<b>665</b>	<b>501</b>	6	43
196	27.1	5.8	<b>188</b>	<b>573</b>	<b>16048</b>	<b>289</b>	<3	15	143	57	<b>149</b>	<b>582</b>	<b>570</b>	<b>439</b>	5	43
211	25.6	5.8	<b>157</b>	447	<b>12962</b>	202	<3	13	128	51	94	<b>380</b>	478	<b>386</b>	5	41
Promedio	28.1	6	151.4	485.1	12208	235.9	16.1	16.4	149	65.6	96.9	352.9	501.6	344.3	6.17	49.1
Desviación	3.5	0.3	19.4	47.9	2014.7	52.3	8.6	2.2	36.5	10.9	27.5	116.6	60.9	54.6	1.1	10.8
Máx	33.3	6.5	201	596	16168	363	29	21	214	83	166	627	665	501	8	69
Mín	21.6	5.4	117	416	9361	162	4	13	100	51	49	165	391	267	4	36

## DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los sedimentos encontrados en el fondo oceánico se conocen como arcillas rojas, dichos sedimentos se clasifican de acuerdo con su composición y tamaño de partícula (Keen, 1968). En dicho estudio se clasificó el sedimento del núcleo con los triángulos de Shepard (1954) y Folk (1974), encontrando que ambos lo clasifican como limo arenoso y limo, y en el triángulo de Shepard (1954) también hay limo arcilloso, debido a que el tamaño de grano más abundante es el limo por lo que el nombre de arcillas rojas tal vez solo se ocupa por convención en otros trabajos.

Las características físicas observadas en las Figuras 7, 8, 9, 10, 11 y 13 muestran que aunque los límites entre paquetes no son exactamente los mismos, todas las figuras pueden dividirse en tres paquetes (Tabla 14), el superior (paquete 3), el medio (paquete 2) y el inferior (paquete 1).

Tabla 14. Características físicas de los tres paquetes observados en el núcleo de la estación 15.

Paquete	Color	SI	% arena	% limo	% arcilla	MzΦ
3	Castaño rojizo oscuro	baja	bajo	alto	alto	alto
2	Castaño amarillento claro	alta	alto	bajo	intermedio	bajo
1	Castaño amarillento claro	intermedia	intermedio	intermedio	bajos	bajo

SI – Susceptibilidad magnética.

Los minerales magnéticos que pueden estar presentes en sedimentos marinos son cósmicos, terrígenos, biogénicos y autógenos, (Thompson y Oldfield, 1986); en el área de estudio se descartan los minerales magnéticos biogénicos debido a que en esta zona no han sido reportados y los cósmicos por su bajísima depositación, por lo que los valores altos de susceptibilidad magnética a lo largo del núcleo pueden ser debidos a una mayor cantidad de minerales magnéticos volcánicos ó autógenos. Además, los valores altos de susceptibilidad magnética de acuerdo con Calanchi *et al.*, (1998), Rasmussen *et al.*, (2003) y Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi (2009) pueden ser una característica de la presencia de tefra.

El tamaño de partícula predominante es el limo, seguido de la arcilla y el de menor abundancia es la arena. El bajo porcentaje de arena contenido en el núcleo de la estación 15 puede ser debido a que las condiciones en el momento de depósito de las fracciones autógenas y biógenas no eran las necesarias para que estos tuvieran un mayor tamaño. Además, el sitio de recolección del núcleo de la estación 15 se encuentra lejos de la Isla Clarión y aún más lejos del continente por lo que el material aportado del continente debe encontrarse particularmente en las fracciones más finas por haber sufrido un mayor transporte (tanto eólico como por movimiento de masas de agua). El aporte de los eventos volcánicos presentes en el área debió ser significativo en la fracción arenosa debido a la gran variedad de tamaños.

Rea y Hovan (1995) reportan un valor de  $Mz\phi$  de  $8\phi$  para el área cercana al núcleo de la estación 15. En el presente trabajo los valores obtenidos de  $Mz\phi$  están en el rango de  $6.836\phi$  a  $5.306\phi$ , que son más gruesos que los reportados por los autores antes mencionados.

En el trabajo de Rea y Hovan (1995) se reportan valores de  $1\phi$  a  $1.2\phi$  de la desviación gráfica inclusiva en el área cercana al núcleo de la estación 15. Los valores obtenidos en el presente trabajo son de muy mala clasificación ( $1.980\phi$  a  $1.696\phi$ ), en comparación con los sedimentos estudiados por Rea y Hovan (1995). La mala clasificación del sedimento estudiado en el presente trabajo es porque hay una gran variedad de tamaños asociada con fuentes de procedencia muy diversas (terrágena, biogénica, volcánica y autógena) o a que los valores reportados por dichos autores son solo de sedimentos superficiales.

El paquete 2 se distingue por sus características físicas y petrográficas, como son: el color castaño más claro, textura granular, compacto, los valores de susceptibilidad más altos, el porcentaje más alto de arena, en la fracción arenosa tiene la mayor cantidad de micronódulos y fragmentos de roca y los biógenos prácticamente desaparecen, por lo que se observó con mayor interés para saber porque es diferente en cuanto a sus características físicas.

La fracción arenosa del paquete dos se observó con mayor detenimiento en el microscopio estereoscópico encontrando vidrio pumítico y vidrio volcánico plano color castaño claro, como en lo reportado por Park, *et al.*, (2003) en donde mencionan que éstas son

características físicas de tefra. Como se observa en la Figura 8 (susceptibilidad magnética) el paquete 2 tiene los valores más altos de susceptibilidad magnética que de acuerdo con Calanchi *et al.*, (1998), Rasmussen *et al.*, (2003) y Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi (2009) está también es una característica de la presencia de tefra; por lo que posiblemente sea un paquete de tefra volcánica producto de un evento volcánico.

El paquete 2 tiene la mayor cantidad de micronódulos polimetálicos, la generación de micronódulos se debe a las fuertes corrientes de fondo que transporta los granos finos de origen autigénico, además de la agitación activa en el fondo marino (Halbach *et al.*, 1988) y los fragmentos de radiolarios y diatomeas funcionan como núcleos que permiten el crecimiento de los micronódulos (Addy, 1978; Banerjee e Iyer, 1991). La cantidad de micronódulos contenidos en este paquete y los fragmentos de roca volcánica explican los valores altos de susceptibilidad magnética en este paquete. Por el espesor tan grande del paquete 2 (70 cm.) se infiere que debió ser producto de un evento volcánico cercano.

En la Tabla 15 se muestra la comparación del promedio de elementos mayores del paquete 2 y los elementos mayores de tefra de diferentes composiciones. En dicha tabla se observa que los elementos mayores del paquete 2 son parecidos a la tefra de basalto toleítico y a la tefra alcalina. El área circundante al punto de recolección de los sedimentos se caracteriza por diversos eventos volcánicos (Richards, 1965; Siebe *et al.*, 1995) que han podido aportar tefra al área, aunque por la falta de dataciones no se puede conocer el evento volcánico que aportó la tefra del paquete 2. No se puede discriminar si la tefra del paquete 2 es proveniente de basaltos toleíticos y/o tefra alcalina debido a que los valores que aparecen en la tabla son exclusivamente de tefra y los del paquete 2 es una combinación de los materiales presentes en los sedimento (material terrígeno, hidrotermal, biogénico y autigénico) aunque posiblemente sea más afín a la tefra alcalina por la historia geológica del área.



Tabla 15. Comparación del porcentaje de los elementos mayores del paquete 2 y elementos mayores de tefra de diferentes composiciones.

	Paquete 2 <sup>1</sup>	Basalto toleítico <sup>2</sup>	Tefra andesítica <sup>3</sup>	Tefra alcalina <sup>4</sup>
SiO <sub>2</sub>	57.3	49.2	65.9	60.7
TiO <sub>2</sub>	0.8	2.5	0.8	0.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.7	13.1	14.9	19.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.4	13.1	5.5	3.9
MnO	1	0.2	0.1	0.2
MgO	4	6.1	1.8	0.3
CaO	1.9	10.5	5	1.4
Na <sub>2</sub> O	5.7	2.7	3.8	6.8
K <sub>2</sub> O	3.1	0.4	2.1	6.7

<sup>1</sup> Núcleo 15

<sup>2</sup> Tefra de basalto toleítico (Rasmussen et al., 2003).

<sup>3</sup> Tefra andesítica (Shane, 2006).

<sup>4</sup> Cuenca Ulleung (Park, et al., 2007).

La composición mineralógica de muestra total por difracción de rayos X a lo largo del núcleo es similar ya que está compuesta de cuarzo, plagioclasa intermedia, barita y filosilicatos; a lo largo del núcleo se observa la misma mineralogía solo se diferencian en la proporción de cada fase mineral, aunque la proporción no es muy diferente.

Los minerales arcillosos presentes a lo largo del núcleo al igual que en la muestra total son los mismos solo varían en cuanto a la proporción de cada uno. Dichos minerales mencionados por orden de abundancia son: esmectita, caolinita e illita. Esto coincide con lo que mencionan Hein *et al.*, (1979b) en el sentido de que los sedimentos entre la zona de fractura Clarión y Clipperton están compuestos de illita, caolinita y esmectita, asignándole un origen eólico a las dos primeras y autógeno a la esmectita.

Griffin *et al.*, (1968) consideran que la esmectita es un mineral arcilloso indicativo de un régimen volcánico. La esmectita se forma en ambientes marinos por materiales volcánicos degradados que están en contacto con el agua de mar o por el transporte de materiales procedentes del continente. Betejtin (1970) menciona que el origen de la esmectita es por la descomposición de ceniza volcánica en el fondo de los océanos. Hein *et al.*, (1979b) por su parte sugieren que el origen de la esmectita es debido a la alteración de materiales

volcánicos de las islas volcánicas del Pacífico medio, la cual es transportada y depositada por corrientes de fondo.

Con base en lo anterior y conociendo que el núcleo estudiado se encuentra dentro de una zona volcánica se puede interpretar que la esmectita presente en la columna procede del intemperismo de las rocas circundantes y de productos derivados de actividad volcánica submarina o expuesta. Además, una posible fuente de aporte de esta arcilla es el Archipiélago de Revillagigedo de acuerdo con Lozano-Santa Cruz *et al.* (1989) que son las islas volcánicas más cercanas.

El  $K_2O$  se considera terrígeno debido a que se encuentra en los feldspatos, al alterarse estos el  $K_2O$  es absorbido por arcillas de tipo illita (Nagender Nath *et al.*, 1989, Bètard, 2009), por lo tanto el origen de estas arcillas es terrígeno. Es por eso que se considera terrígeno el origen de la illita presente en el núcleo de la estación 15. Además 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); la illita en el Pacífico se encuentra en una amplia banda que se asocia con altos contenidos de cuarzo (Griffin and Goldberg, 1963) y ambos tienen una correlación con la circulación atmosférica, implicando que podrían ser de origen eólico (Heath, 1969; Windom, 1969). Ziegler *et al.* (2007) mencionan que polvo atmosférico proveniente de Asia puede llegar a transportarse y depositarse en el Océano Pacífico.

La illita en el Pacífico está relacionada con la corriente de chorro que se transporta de las tierras áridas desde Europa y Asia, la única contribución de América del Norte parecería ser del área de Alaska y Canadá como lo menciona Griffin (1968) donde las arcillas minerales se transportan en suspensión desde el Río Copper de Alaska (Griffin, 1968). No obstante, para el área de estudio no se descarta la posibilidad de que la illita proceda desde los desiertos de Arizona, Sonora y Vizcaíno.

De acuerdo con Griffin *et al.*, (1968), la caolinita se forma por la alteración de los feldspatos. Betejtin (1970) sugiere que los fenómenos de caolinización se llevan a cabo en procesos hidrotermales y en la meteorización de rocas metamórficas. Hein *et al.*, (1979b) propone que la caolinita viene del continente transportada por los vientos.

La composición mineralógica de la fracción limosa es similar a la de la muestra total y consta de cuarzo, plagioclasa intermedia y barita, la única diferencia a lo largo del núcleo es la proporción de cada fase mineral.

La composición mineralógica observada en la fracción arenosa está compuesta de fragmentos de roca volcánica, cuarzo, feldespatos, micronódulos, radiolarios y diatomeas; dichos componentes son característicos en sedimentos pelágicos de acuerdo a lo reportado por Keen (1968) y Kennett (1982). En la cima del núcleo de la estación 15 se observó que los radiolarios son más abundantes y se hacen escasos hacia la base, este comportamiento es similar a lo mencionado por el Ross Heath *et al.* (1973) y Hoi-Soo *et al.*, (1998), estos se hacen escasos debido a la disolución de sílice (Calvert, 1974; Banerjee e Iyer, 1991).

En la misma fracción arenosa se observaron micronódulos de color negro, con diferentes formas (esféricos, botroidales, ovalados e irregulares), similar a lo reportado por varios autores (Addy, 1978; Banerjee e Iyer, 1991; Pattan, 1993; Dekov *et al.*, 2003). En este caso se trata de sedimentos autógenos formados *in situ* por aportes de metales de posible origen hidrotermal.

El cuarzo reportado en el conteo petrográfico es de tamaño pequeño, anguloso y presenta evidencias de ser producto de hidrotermalismo (Canet y Prol-Ledesma, 2006), aunque no se descarta la presencia de cuarzo proveniente del continente en los tamaños de limos finos. Los fragmentos de roca observados parecen ser pómez producto de algún evento volcánico cercano por el espesor que tiene (aprox. 70 cm.)

Para conocer la procedencia de los sedimentos del núcleo de la estación 15 se normalizaron algunos valores de elementos mayores (Tabla 12) del núcleo de la estación 15 con los valores de elementos mayores (Tabla 16) de MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt) (Taylor y McLennan, 1985) ya que se encuentra en una zona volcánica marina. Los resultados se observan en la Tabla 17 y su comportamiento a lo largo del núcleo se ilustra en la Figura 24.

Tabla 16. Valores de elementos mayores de MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt) (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

La Tabla 17 muestra que 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 cercanos a uno, lo que indica que son parecidos a los de MORB, por lo que se infiere que el sedimento del núcleo de la estación 15 posiblemente provenga de una fuente volcánica, lo cual es razonable por encontrarse en una zona volcánica activa que puede aportar sedimentos de montes submarinos o expuestos cercanos.

En la Figura 24 se observa que el TiO<sub>2</sub> y el MgO tienen un empobrecimiento y un comportamiento similar a lo largo del núcleo, el TiO<sub>2</sub> es de origen volcánico y el MgO al tener el mismo comportamiento indica que el MgO puede ser de la misma fuente. El Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se observa casi constante a lo largo del núcleo, aunque en el nivel 100 cm, que es donde se inicia el paquete 2 decrece y se observan los valores más bajos, lo que indica que el paquete de tefra tiene un ligero empobrecimiento de este.

El SiO<sub>2</sub> tiene un ligero enriquecimiento debido a la presencia de biógenos, los cuales se observaron en la petrografía de la fracción arenosa. Mientras el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es variable, con algunos horizontes ligeramente enriquecidos y otros ligeramente empobrecidos, quizá debidos a la variación en la proporción de las arcillas.

Tabla 17. Normalización de algunos elementos mayores con los valores de MORB (Taylor y McLennan, 1985).

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
8-9	1.12	0.52	1.02	1.021	0.50
18-19	1.13	0.49	0.94	1.060	0.46
29-30	1.13	0.74	0.84	1.085	0.73
43-44	1.14	0.50	0.97	1.050	0.46
56-57	1.13	0.51	1.03	1.011	0.46
74-75	1.12	0.52	1.06	1.003	0.47
91-92	1.13	0.49	0.92	1.041	0.46
102-103	1.13	0.53	1.06	0.959	0.49
117-116	1.13	0.54	1.07	0.877	0.51
124-125	1.16	0.52	1.06	0.856	0.55
130-131	1.16	0.49	1.07	0.848	0.55
130-140	1.16	0.52	1.04	0.888	0.54
151-152	1.15	0.52	1.05	0.892	0.53
160-161	1.17	0.44	0.92	0.892	0.44
172-173	1.14	0.50	1.02	0.882	0.56
182-183	1.14	0.50	1.00	0.895	0.54
195-196	1.13	0.50	0.98	0.935	0.56
210-211	1.13	0.49	1.01	0.925	0.55

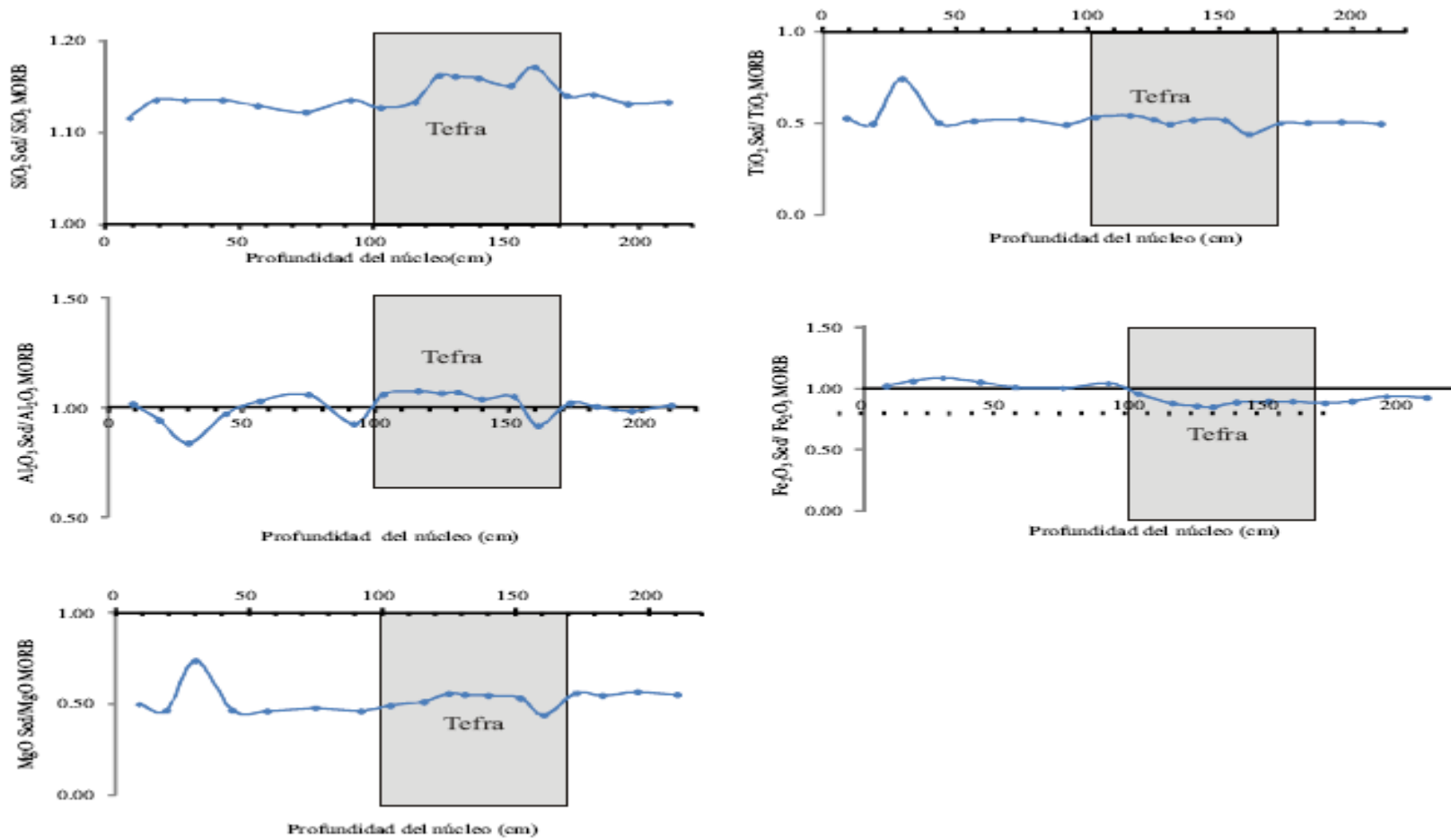


Figura 24. Normalización de algunos elementos mayores del núcleo de la estación 15 con los valores de MORB (Taylor y McLennan, 1985).

Los elementos mayores indican que la mayoría de los sedimentos son de origen volcánico, por lo cual se comparó el promedio de los elementos mayores del núcleo de la estación 15 con elementos mayores de rocas volcánicas del Archipiélago de Revillagigedo (Tabla 18) observando que los valores son parecidos debido a que se encuentran dentro de la misma zona volcánica.

Tabla 18. Comparación de los valores promedio de elementos mayores del núcleo de la estación 15 y de análisis de rocas del Archipiélago de Revillagigedo, obtenidos en la literatura.

	Núcleo 15	Isla Clarión <sup>1</sup>	Isla Socorro <sup>2</sup>	San Benedicto <sup>3</sup>	Roca Partida <sup>4</sup>
SiO <sub>2</sub>	56.7	50.6	49.1	46.4	50.29
TiO <sub>2</sub>	0.8	2.3	2.2	2.3	2.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.2	16.6	15.7	17.3	17.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10	4	2.5	4.1	2.8
MgO	4	4.4	6.4	6.2	4.6
CaO	1.7	6.2	10.2	9.1	8.33
Na <sub>2</sub> O	5.8	4.2	3.2	3.2	3.6
K <sub>2</sub> O	3.2	2.4	0.74	1.15	4.29

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

<sup>2</sup>Rocas basálticas de la Isla Socorro (Moore, 1970).

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

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

Se realizó un diagrama (Fig. 25) entre SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para conocer su comportamiento, observándose que la dispersión de los puntos es mucha, indicando que el SiO<sub>2</sub> está influenciado por cuarzo biógeno como el observado en la petrografía de la fracción arenosa y sílice cristalina y amorfa según la DFRX de muestra total.

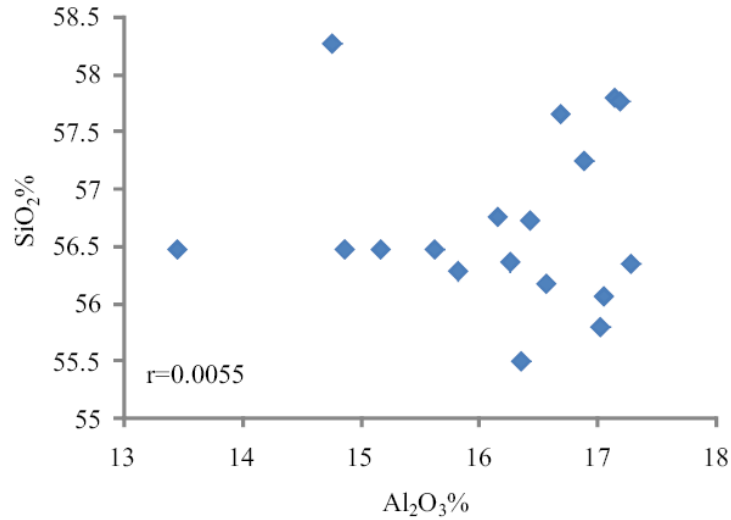


Figura 25. Diagrama de dispersión de SiO<sub>2</sub>% vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>%.

De igual manera los elementos traza del núcleo de la estación 15 (Tabla 13) a lo largo del núcleo son similares y se normalizaron con respecto a MORB (Tabla 19). Los datos normalizados se muestran en la Tabla 20 y se ilustran en la Figura 26.

Tabla 19. Valores de elementos traza de Mid Oceanic Ridge Basalt (MORB) (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



Tabla 20. Normalización de los elementos traza del núcleo de la estación 15 con respecto a MORB (Taylor y McLennan, 1985).

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
8-9	74.55	4.16	497.72	8.97	0.04	7.73	0.64	0.27	2.60	3.41	6.53	4.31	27.27	86.25
18-19	64.55	3.79	402.76	5.72	0.24	7.27	0.86	0.30	2.02	2.81	5.66	3.85	31.82	67.50
29-30	59.09	3.42	374.44	5.06	0.36	6.82	0.77	0.30	1.66	1.95	5.28	3.58	31.82	68.75
43-44	67.73	3.85	430.00	6.41	0.11	7.27	0.77	0.31	2.15	2.75	6.16	3.87	22.73	76.25
56-57	73.18	3.77	406.24	6.91	0.24	6.82	0.66	0.28	2.17	2.71	5.99	3.89	36.36	77.50
74-75	68.64	3.76	424.12	6.53	0.14	6.82	0.69	0.29	1.91	2.46	5.73	3.66	27.27	85.00
91-92	66.82	3.60	392.92	6.19	0.28	6.36	0.86	0.27	2.34	3.22	6.02	4.31	36.36	66.25
102-103	67.73	3.20	443.20	7.56	0.05	5.91	0.56	0.24	2.02	2.46	5.33	3.69	31.82	68.75
117-116	66.82	3.75	507.88	8.47	0.04	7.27	0.46	0.22	1.77	2.07	4.73	3.54	31.82	53.75
124-125	63.18	3.80	558.04	6.56	0.04	8.64	0.53	0.23	1.64	1.93	5.95	3.82	18.18	52.50
130-131	60.00	3.28	470.80	6.09	0.04	8.18	0.46	0.22	1.36	1.70	5.69	3.54	27.27	47.50
130-140	53.18	3.33	487.40	5.56	0.04	8.64	0.44	0.23	1.04	1.22	4.55	3.14	22.73	45.00
151-152	70.00	3.49	481.56	8.72	0.04	8.64	0.51	0.21	1.87	2.13	5.90	3.95	31.82	55.00
160-161	66.82	3.82	576.40	8.81	0.04	9.55	0.43	0.20	1.94	2.14	5.91	4.08	27.27	48.75
172-173	68.18	3.72	529.40	8.44	0.04	7.73	0.40	0.19	1.91	2.31	5.63	4.08	27.27	46.25
182-183	91.36	4.58	646.72	11.34	0.04	8.18	0.60	0.21	3.53	4.64	7.73	5.89	27.27	53.75
195-196	85.45	4.41	641.92	9.03	0.04	6.82	0.57	0.21	3.17	4.31	6.63	5.16	22.73	53.75
210-211	71.36	3.44	518.48	6.31	0.04	5.91	0.51	0.19	2.00	2.81	5.56	4.54	22.73	51.25

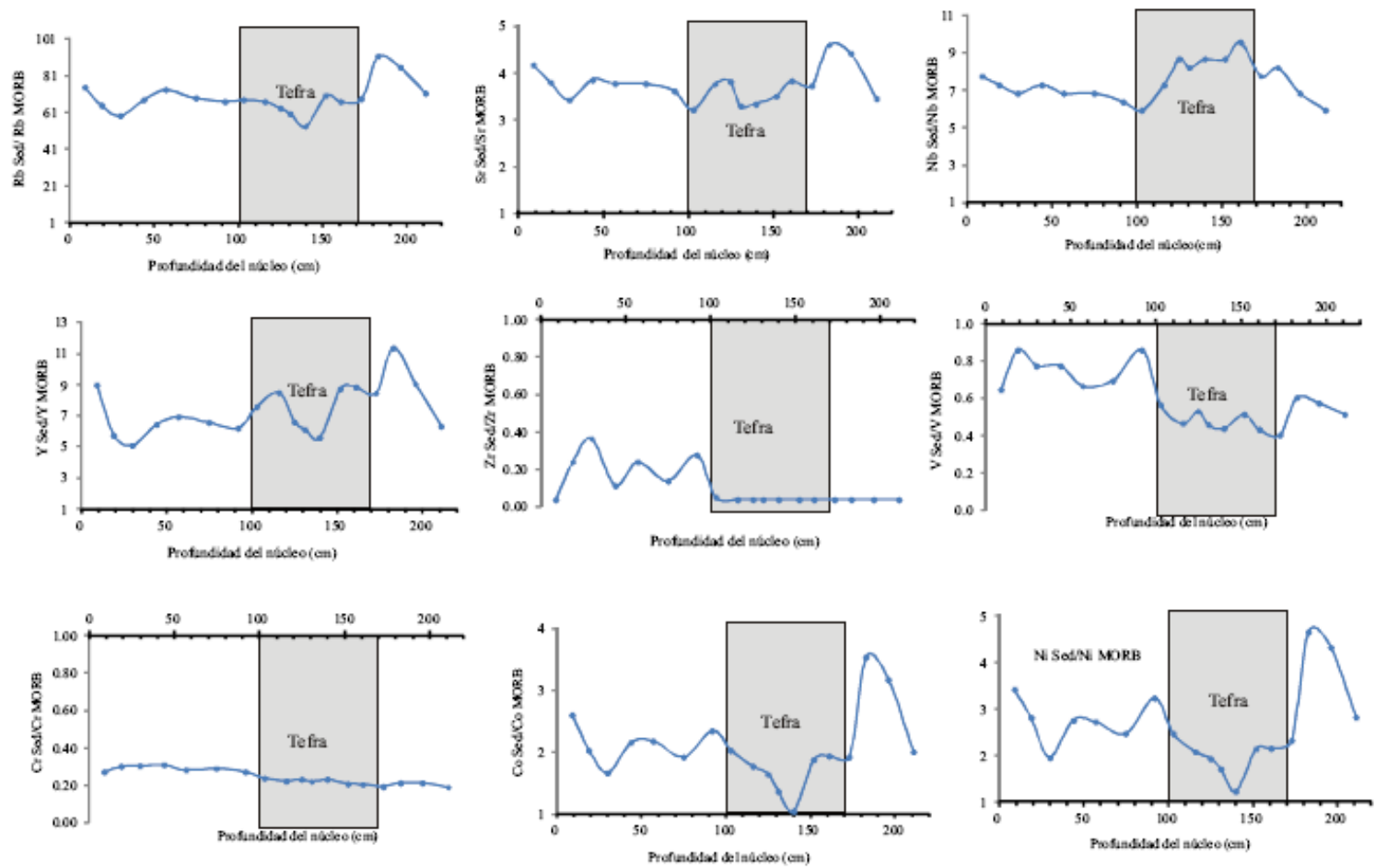
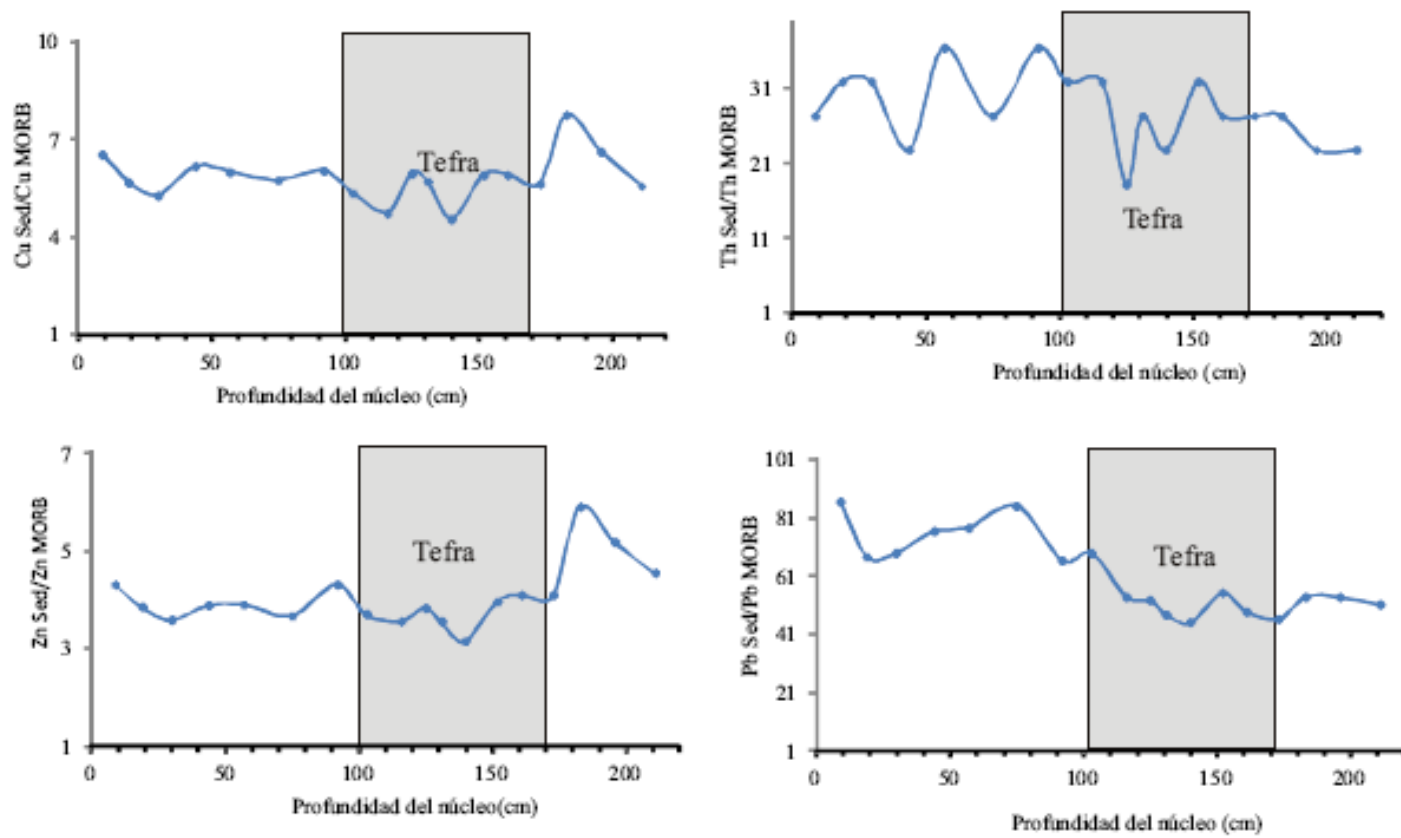


Figura 26. Normalización de los elementos traza del núcleo de la estación 15 con MORB (Taylor y McLennan, 1985).



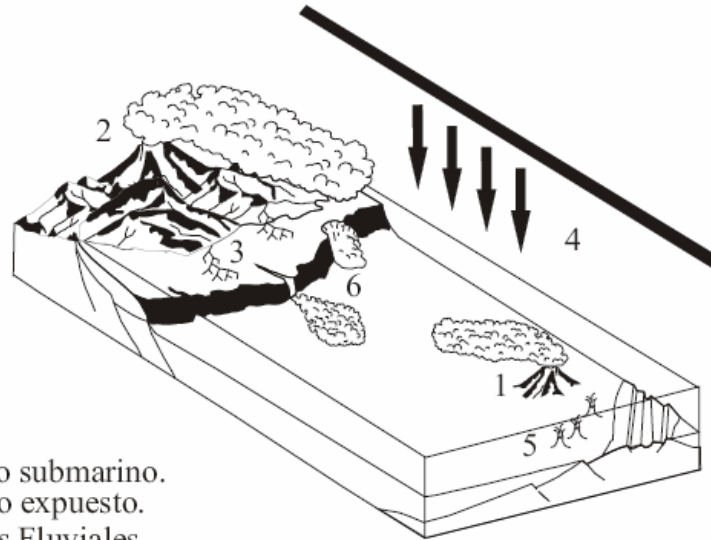
Continuación Figura 26.

En la Tabla 20 se observa que la variación en los elementos traza del núcleo de la estación 15 con respecto a MORB es mucha. En la Figura 24 se ilustra mejor la variación entre estos. En la misma figura se observa que los elementos traza Co, Cu, Ni, Zn, Sr, Y y Rb tienen un comportamiento similar por ser de origen hidrotermal, además de que el Co, Cu, Ni y Zn posterior al hidrotermalismo pueden formar parte de los micronódulos observados en la fracción arenosa (Carranza-Edwards y Rosales-Hoz, 2003). Los elementos Y, V y Zn se consideran de origen hidrotermal (Vasallo, 1995). De acuerdo con Canet y Proledesma (2006) el Rb, Sr y V son de origen hidrotermal. Basados en esta información se infiere que estos elementos son mucho mayores en el sedimento del núcleo de la estación 15 por la influencia de material autógeno e hidrotermal presente en el sedimento.

Otro elemento considerado de origen hidrotermal es el Ba este elemento traza tiene una mayor concentración en los sedimentos de la estación 15, este elemento puede provenir de tres fuentes, la primera está relacionada con actividad biogénica (Klump *et al.* 2000; Paytan *et al.* 2002, Schenau *et al.*, 2001); la segunda está relacionada con eventos volcánicos (Boström *et al.*, 1973), la tercera fuente puede ser una fuente hidrotermal. De acuerdo con lo anterior el Ba presente en el núcleo puede deberse a eventos volcánicos ya que los sedimentos se colectaron en un área con montes submarinos e islas volcánicas y asociado al vulcanismo se presenta hidrotermalismo; además el núcleo se colectó a c325 km al SSE de la Isla Clarión la cual está a corta distancia de la Fractura Clarión que de acuerdo a lo reportado por Rosales-Hoz (1989) y Bishoff (1979) en la zona entre las fracturas Clarión y Clipperton hay fisuras de las cuales fluye hidrotermalismo.

Los elementos traza de menor abundancia son el Th y Zr, las concentraciones de Th se consideran de origen volcánico que se encuentra en cantidades pequeñas en este tipo de rocas debido a que se altera químicamente y su tiempo de estancia es corto (Krishnaswami, 1976); mientras que el Zr está presente en rocas basálticas (Barret *et al.*, 1988) por lo que puede provenir de rocas cercanas. El Pb y Nb están presentes en rocas volcánicas los cuales pueden ser aportados de las rocas circundantes.

Por lo anterior se infiere que los sedimentos del núcleo de la estación 15 son una mezcla de sedimentos de diferente procedencia como se observa en la Figura 27.



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

Figura 27. Posibles fuentes de procedencia de los sedimentos del núcleo de la estación 15.

En la Figura 28 se muestra la comparación de las gráficas de susceptibilidad magnética, tamaño gráfico promedio y algunos elementos metálicos mayores y traza contenidos en los micronódulos polimetálicos, observando que el comportamiento de la susceptibilidad magnética es diferente al de los elementos metálicos por lo que se infiere que los micronódulos polimetálicos no tienen influencia importante en la susceptibilidad magnética y que la susceptibilidad solo ayuda a evidenciar el evento volcánico registrado en el paquete 2. Además, el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  no se correlaciona con la susceptibilidad debido a que este elemento es móvil y pudo migrar a compuestos que no influyeran en la susceptibilidad magnética ó posiblemente el contenido biógeno obscureció la lectura.

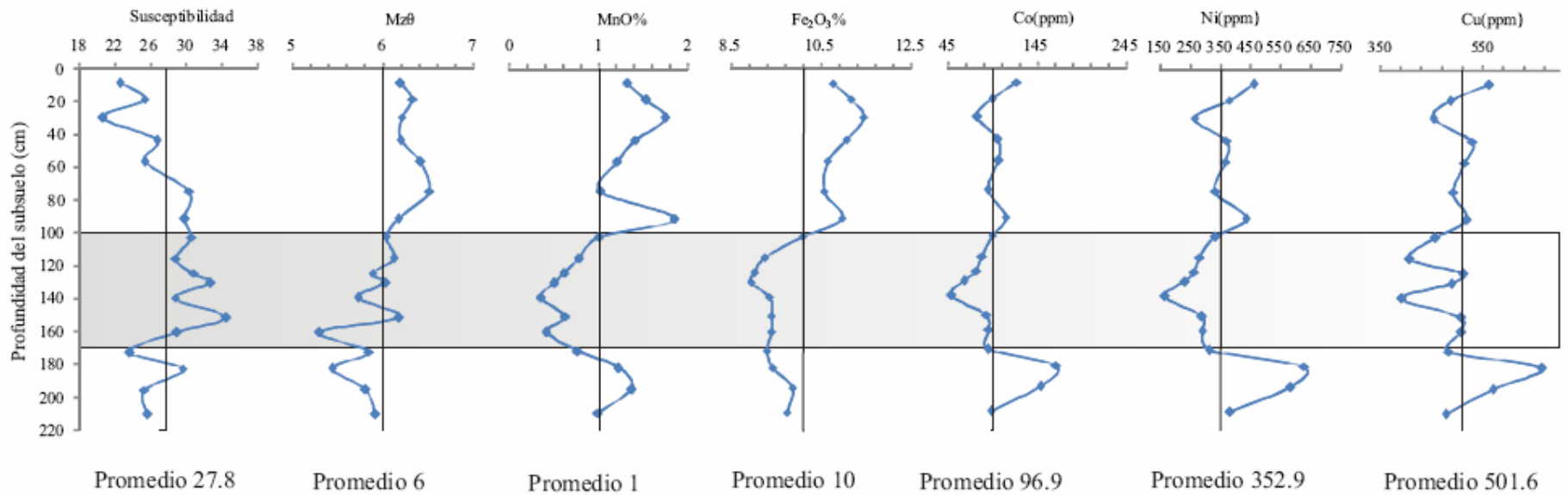


Figura 28. Comparación de las gráficas de susceptibilidad magnética, tamaño gráfico promedio y algunos elementos metálicos mayores y traza contenidos en los micronódulos polimetálicos.

## CONCLUSIONES

Las características físicas y petrográficas de los sedimentos estudiados permiten dividir la columna en tres paquetes, el paquete 3 (superior) se caracteriza por tener los valores bajos de susceptibilidad, el porcentaje más pequeños de arena pero los valores más altos de limo, arcilla y tamaño gráfico promedio. El paquete 2 (medio) es más compacto, tiene los valores más altos de susceptibilidad y arena, los valores más bajos de limo, los valores intermedios de arcilla y tamaño gráfico promedio, tiene la mayor cantidad de fragmentos de roca volcánica y micronódulos en la fracción arenosa. Mientras que el paquete 1 (inferior) tiene los valores intermedios de susceptibilidad y arena, valores altos de limo y valores pequeños de arcilla y tamaño gráfico promedio.

La petrografía muestra que la fracción arenosa está compuesta por sedimentos de cuatro fuentes, los cuales se mencionan por orden de abundancia: 1) micronódulos, autógenos; 2) fragmentos de roca y feldespatos, volcánicos; 3) diatomeas, espículas, radiolarios espumelarios y naselarios, biógenos y 4) cuarzo, hidrotermal. Los micronódulos son el componente más abundante en la fracción arenosa a lo largo del núcleo.

Los fragmentos de roca volcánica presentes en los componentes terrígenos dividen el núcleo en tres paquetes, el paquete central es en donde son más abundantes. Los componentes biógenos son escasos en el paquete 1 comparado con el paquete 3 posiblemente por la disolución de sílice cuando aumenta la profundidad.

La composición mineralógica del sedimento es homogéneo en lo que se refiere a la muestra total y fracción limosa, solo se diferencia en las proporciones de cada fase mineralógica, la cual está compuesta por: cuarzo, plagioclasa intermedia, barita y arcilla. Las arcillas presentes en el núcleo son de dos orígenes volcánico (esmetita) y terrígeno (illita y caolinita), la esmetita se da por la descomposición de material volcánico cercano y la caolinita e illita es transportada por el viento.

La susceptibilidad magnética, las características físicas y la petrografía de arenas permitieron inferir un evento volcánico de aproximadamente 70 cm. de longitud, lo que infiere que este evento fue cercano al punto de recolección de los sedimentos. El núcleo de la estación 15 consiste de sedimentos pelágicos divididos por un paquete de tefra.

En la capa de tefra en la fracción arenosa se encontraron fragmentos de vidrio observándose dos tipos de morfologías, la pumítica y vidrio delgado y plano, asociados a estos se observan feldespatos, cuarzo, micronódulos, radiolarios y diatomeas.

Por medio del análisis químico se infirió que la mayor parte del sedimento del núcleo de la estación 15 es de origen volcánico, la petrografía de la fracción arenosa y la geoquímica indican que se tiene un aporte menor de material hidrotermal, autógeno y biógeno. La fracción arcillosa muestra evidencia de aporte terrígeno (illita y caolinita). El material biógeno funcionan generalmente como núcleos de los micronódulos y permiten su crecimiento.

Por otro lado, la presencia de barita se puede deber a hidrotermalismo ligado con la actividad volcánica dentro del área circundante al sitio de estudio. La presencia de micronódulos indica la influencia de sedimentos metalíferos lo que permite tener condiciones para su formación, pero como la influencia de estos sedimentos es baja, no se alcanzan a generar nódulos de mayor tamaño, pues las condiciones de oxidación disminuyen en los sedimentos sepultados. Por lo tanto se tiene una mezcla de aporte de diversas fuentes en el núcleo de la estación 15, teniendo una mayor influencia en la textura, mineralogía y geoquímica la concentración de limos por ser la más abundante y en menor grado de las arcillas y arenas.



## **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, 85 p.
- 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.
- Betjetin, A., 1970. Curso de Mineralogía. Editorial Mir. Moscú, 739 p.
- Bischoff, J. L., y Piper, D. Z., 1979. Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province. Plenum Press. New York, 842 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.
- Boström, K., Joensuu, O., Moore, C., Boström, B., Dalziel, M., y Horowitz, A., 1973. Geochemistry of barium in pelagic sediments. *Lithos*, 6, 159-174.
- Bryan, W. B., 1967. Geology and Petrology of Clarión Island, México. *Geological Society of America Bulletin.*, 78, 1461-1476.

- Calanchi, N., Cattaneo, A., Dinelli, E., Gasparotto, G. y Lucchini, F., 1998. Tephra layers in Late Quaternary sediments of the central Adriatic Sea. *Marine Geology*, 149, 191-209.
- Calvert, S. E., 1974. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. *Spec. Publ. 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., 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, 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.
- 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., 1996. 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.
- Keen, M. J., 1968. An introduction to marine geology. Oxford. Pergamon Press, 218 p.
- Kennett, J. P., 1982. Marine geology. Englewood cliffs. Prentice Hall. 813 p.

- Klump, J., Hebbeln, D., y 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.
- 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 p.
- Lugo-Hubp, J., 1985. Morfoestructuras del Fondo Océanico Mexicano. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 15, 9-39.
- 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.
- 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.
- Martínez-López, M., y Molina-Cruz, A., 1989. Bioestratigrafía de radiolarios y paleoceanografía Cuaternaria en la región suroccidental del Golfo de California. *Revista de la Sociedad Geológica Mexicana*. En prensa.
- 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.

- Navarro de Castaño, M., 1991. Enciclopedia ilustrada cumbre. Promotora editorial. 27a edición, tomos 1, 11, 12 y 13.
- Park, M-H., Kim, Il-Soo y Shin, Jae-Bong, 2003. Characteristics of the late Quaternary tephra layers in the East/Japan Sea and their new occurrences in western Ulleung Basin sediments. *Marine Geology*, 202, 135-142.
- Park, M-H., Kim, Ji-Hoon y Kil, Y-W., 2007. Identification of the late Quaternary tephra layers in the Ulleung Basin of the East Sea using geochemical and statistical methods. *Marine Geology*, 244, 196-208.
- Pattan, J. N., 1993. Manganese micronodules: A possible indicator of sedimentary environments. *Marine Geology*, 113, 331-344.
- Paytan, A., Mearon, S., Cobb, K., y 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, 255 p.
- 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.
- Ramírez-Argáez, G., 1987. Estudio de sedimentos del piso oceánico en un sector del Pacífico Oriental. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, 49 p.
- Rasmussen, T. L., Wastegard, S., Kuijpers, A., van Weering, T. C. E., Heinemeier, J. y Thomsen, E., 2003. Stratigraphy and distribution of tephra layers in marine

- sediment cores from the Faeroe Islands, North Atlantic. *Marine Geology*, 199, 263-277.
- 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.
- 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.
- Richards, A. F., 1965. Geology of the Islas Revillagigedo, 3. Effects of Erosion on Isla San Benedicto 1952-61. Following the Birth of Volcán Bárcena. *Bulletin Volcanologique*. 28, 381-403.
- 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. UNAM.
- 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.
- Serviciencia, S. L., 2002. Sistema MS2 para Susceptibilidad Magnética. <http://www.serviciencia.es/not-apli/s-an0008.htm#Aplicaciones>
- Shane, P., Sikes, E. L. y Guilderson, T. P., 2006. Tephra beds in deep-sea cores off northern New Zealand: implications for the history of Taupo Volcanic Zone, Mayor Island and White Island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154, 276-290.
- Shepard, F. P., 1954. Nomenclature base don sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24, 151-158.

- Siebe, C., Komorowski, J-C., Navarro, C., McHone, J., Delgado, H. y Cortés, A., 1995. Submarine eruption near Socorro Island, Mexico: Geochemistry and scanning electron microscopy studies of floating scoria and reticulate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68, 239-271.
- 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.
- 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*, v. 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
8-9	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica Arcilla de tipo caolinítico
18-19	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica Arcilla de tipo caolinítico
29-30	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica Arcilla de tipo caolinítico
43-44	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica Arcilla de tipo caolinítico
46-47	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica Arcilla de tipo caolinítico
56-57	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica Arcilla de tipo caolinítico
74-75	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica Arcilla de tipo caolinítico
83-84	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica Arcilla de tipo caolinítico
91-92	≈14-15 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈16-17 Å ≈10 Å ≈7 Å	≈10 Å ≈10 Å X	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita Mica Arcilla de tipo caolinítico
102-103	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita



	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico
115-116	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico
124-125	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico
130-131	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico
139-140	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico
151-152	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico
160-161	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico
172-173	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico
182-183	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico
195-196	≈14-15 Å	≈16-17 Å	≈10 Å	Esmectita probablemente de tipo montmorillonita
	≈10 Å	≈10 Å	≈10 Å	Mica
	≈7 Å	≈7 Å	X	Arcilla de tipo caolinítico