



**“UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS**

**“CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA
DE LA CUENCA SAN CLEMENTE”**

**T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
O C E A N Ó L O G A
PRESENTA:
IKERNE AGUIRRE BIELSCHOWSKY**

ENSENADA, B.C., SEPTIEMBRE 2005

Resumen

La Cuenca San Clemente se localiza en la plataforma continental a 65 km de la costa de Baja California justo frente a la frontera Oeste entre México y Estados Unidos. Forma parte de un sistema de cuencas y cordilleras que representan una zona de rift continental. En el 2003 se realizó un crucero para estudiar la evolución tectónica de la zona. Se dragaron rocas ígneas y sedimentarias, además de costras polimetálicas y fosforitas a profundidades de 800 y 1400 m. Se analizó la composición de las costras polimetálicas y fosforitas con métodos geoquímicos. Las muestras de Andesita de piroxenos, Andesita, Diorita, Granito de biotita a Cuarzo-monzonita y Diorita de Hornblenda son típicas del margen continental de California producto de la subducción del Oligoceno. Al extenderse la cuenca durante el Mioceno se fracturó el basamento original y fragmentos de estas rocas cayeron en la cuenca. Las rocas de brecha sedimentaria y sedimentaria rica en líticos se formaron dentro de la cuenca a partir de los depósitos que ahí se acumularon. Las muestras de rocas redondeadas y la cuarcita son ajenas a la cuenca, posiblemente fueron transportadas por corrientes, flujos de gravedad o macroalgas. Las fosforitas tienen un alto contenido de P (29.07%), indicando la influencia de una alta productividad en la zona por surgencias. La gran cantidad de óxidos de Fe (1.29%) y Al (5%) pueden asociarse a un aporte terrígeno por la cercanía de la cuenca con la costa. Las altas concentraciones de Cu (30ppm) y V (105ppm) indican la formación de la fosforita bajo condiciones sub-óxicas que permitieron la acumulación de estos metales o un aporte biogénico por una alta productividad. El enriquecimiento de elementos de tierras raras pesados (HREE) y la anomalía negativa de Ce indica que la fosforita se formó directamente a partir de agua de mar, probablemente en ambiente de plataforma continental poco profunda, pero con influencia de agua oceánica. La fosforita se formó en un tiempo en que la cuenca no era tan profunda, coincidiendo con la zona de mínimo oxígeno y una mayor influencia de las surgencias. Estas condiciones en el margen continental de California ocurrieron en el Mioceno Inferior, tiempo en que dio inicio la formación de la Cuenca San Clemente. Las costras polimetálicas son hidrogenéticas de acuerdo a las proporciones de Fe/Mn y a la distribución de REE. Están asociadas con aportes detríticos relacionados con la cercanía con la costa y una alta productividad. El enriquecimiento de Mn puede deberse a su formación cerca de los bordes de la ZMO donde hay el máximo de Mn disuelto en el agua. El crecimiento de las costras acompañó la formación de la cuenca durante el Mioceno.

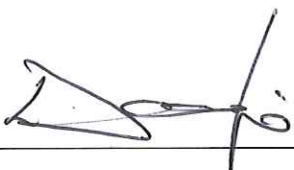
**“CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DE
LA CUENCA SAN CLEMENTE”**

**T E S I S
QUE PRESENTA:
IKERNE AGUIRRE BIELSCHOWSKY**

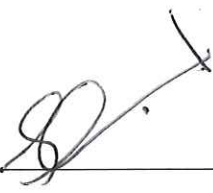
Aprobada por:



Presidente del Jurado
Dr. Jorge Ledesma Vázquez



Sinodal Propietario
Dr. Luis Walter Daesslé Heuser



Sinodal Propietario
Oc. Gabriel Rendón Márquez

Agradecimientos

A Jorge Ledesma por darme la oportunidad de hacer este trabajo, desde sus inicios con la invitación a las expediciones del crucero Revelle y el seguimiento hasta el final.

A Jorge Ledesma, Walter Daesslé y Gabriel Rendón por todas sus enseñanzas, por su dedicación, por brindarme su confianza, ayuda y excelente apoyo.

Al Dr. Dale Krause por proporcionarme generosamente valiosa información y por sus atenciones.

A Víctor Pérez Arroyo por las facilidades que me brindó para usar el laboratorio de petrología del CICESE, por toda su ayuda y su paciencia.

A mis padres Alfonso y Joana y mi hermana Julene por su maravilloso ejemplo, por todo su apoyo, por su enorme cariño y por acompañarme en cada paso del camino.

A mis abuelos, tíos y primos por su cariño, apoyo incondicional y la confianza que tienen en mí.

A TODOS mis amigos por darme ánimos, alegría y buenos consejos.

A la invitación al crucero CNTLO3RR a bordo del buque oceanográfico de SCRIPPS Roger Revelle bajo el patrocinio de NSF en colaboración con UCSB, SIO, CICESE y UABC.

Al proyecto de investigación de Paleoceanografía del Holoceno en el Golfo de California y el borde continental californiano (CONACYT-USF)-(UABC).

Índice

	Pág.
Resumen.....	II
Aprobación.....	III
Agradecimientos.....	IV
Índice.....	V
Lista de Tablas.....	VII
Lista de Figuras.....	IX
1. Introducción	1
1.1. Historia tectónica de la zona	1
1.2. Formación de una cuenca y litología asociada.....	4
1.3. Origen de la Cuenca San Clemente	4
1.4. Petrología	6
1.5. Geoquímica	9
1.5.1. Costras Polimetálicas	9
1.5.2. Fosforitas	13
2. Antecedentes	17
2.1. Fosforitas y Costras Polimetálicas.....	22
3. Objetivo.....	23
4. Área de Estudio	24
5. Metodología	26
5.1. Petrología	27

5.2. Geoquímica	27
5.2.1. Procesamiento de datos para REE	28
5.2.2. Control Analítico	29
6. Resultados	30
6.2. Petrología	30
6.3. Descripción Petrográfica	32
6.3.1. Andesita de Piroxenos (DO2-01)	32
6.3.2. Andesita (DO2-02)	34
6.3.3. Brecha cementada con calcita (DO2-16)	36
6.3.4. Diorita (DO2-21)	38
6.3.5. Granito de Biotita o Cuarzo-monzonita (DO2-22).....	39
6.3.6. Cuarcita (DO2-26)	41
6.3.7. Sedimentaria rica en líticos (DO2-A)	42
6.3.8. Diorita de Hornblenda (DO2-B)	44
6.3.9. Costra polimetálica (DO1-04)	45
6.3.10. Fosforita (DO2-04)	46
6.4. Geoquímica	47
7. Discusiones	58
7.1. Petrología	58
7.2. Geoquímica	63
7.2.1. Costras polimetálicas	63
7.2.1.1. Espesor y edad	63

7.2.1.2. Composición	64
7.2.1.3. Origen	68
7.2.1.4. Elementos de Tierras Raras	69
7.2.2. Fosforitas	70
7.2.2.1. Composición	71
7.2.2.2. Elementos de Tierras Raras.....	72
7.2.2.3. Formación.....	74
8. Conclusiones	75
9. Referencias	76

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla I. Nomenclatura de las muestras de acuerdo al dragado.....	26
Tabla II. Porcentaje de recuperación en el análisis geoquímico de óxidos de la costras y la fosforita.....	29
Tabla III. Porcentaje de recuperación en el análisis geoquímico de elementos de la costras y la fosforita.....	30
Tabla IV. Muestras de rocas obtenidas en el primer (DO1) y segundo (DO2) dragado.....	31

Tabla V. Abundancia de elementos en las costras y proporción de Fe/Mn	52
Tabla VI. Abundancia de REE en costras polimetálicas y su estandarización.....	53
Tabla VII. Factor de enriquecimiento de HREE en las costras polimetálicas y anomalías de Ce y Eu.....	55
Tabla VIII. Abundancia de óxidos y elementos de la fosforita.....	55
Tabla IX. Abundancia de REE en la fosforita y su estandarización	56
Tabla X. Factores de enriquecimiento de HREE respecto a LREE calculadas con diferentes elementos normalizados para la fosforita	57
Tabla XI. Anomalía de Ce y Eu para la fosforita y con fórmula de Elderfield y Greaves.....	58

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1. Ubicación de la Cuenca San Clemente y los dragados	5
Figura 2. Estructuras al Sur de la Cuenca San Clemente en base a su batimetría.....	25
Figura 3. Rocas ígneas redondeadas a subredondeadas obtenidas de DO2.....	31
Figura 4. Rocas ígneas angulosas obtenidas de DO2.....	31
Figura 5. Rocas sedimentarias obtenidas de DO2.....	32
Figura 6. Lámina delgada D02-01 de Andesita de piroxenos.....	33
Figura 7. Lámina delgada D02-01 de Andesita de piroxenos vista al microscopio...	34
Figura 8. Lámina delgada D02-02 de Andesita.....	35
Figura 9. Lámina delgada D02-02 de Andesita vista al microscopio.....	36
Figura 10. Lámina delgada D02-16 de Brecha sedimentaria.....	37
Figura 11. Lámina delgada D02-16 Brecha sedimentaria al microscopio.....	38
Figura 12. Lámina delgada D02-21 de Diorita.....	39
Figura 13. Lámina delgada D02-21 de Diorita vista al microscopio.....	39
Figura 14. Lámina delgada D02-22 de Granito a Cuarzo-monzonita.....	40
Figura 15. Lámina delgada D02-22 Granito a Cuarzo-monzonita al microscopio...	41
Figura 16. Lámina delgada D02-26 de Cuarcita.....	42
Figura 17. Lámina delgada D02-26 de Cuarcita vista al microscopio.....	42
Figura 18. Lámina delgada D02-A de roca sedimentaria rica líticos.....	43
Figura 19. Lámina delgada D02-A de roca sedimentaria al microscopio.....	43
Figura 20. Lámina delgada D02-B de Diorita de Hornblenda.....	44

Figura 21. Lámina delgada D02-B de Diorita de Hornblenda al microscopio	45
Figura 22. Lámina delgada D01-4 de Costra polimetálica y al microscopio.....	46
Figura 23. Lámina delgada D02-04 de Fosforita.....	47
Figura 24. Lámina delgada D02-04 de Fosforita vista al microscopio.....	47
Figura 25. Muestras de fosforita obtenidas en DO2.....	48
Figura 26. Fosforita DO2-04.....	48
Figura 27. Costra polimetálica DO2-07.....	49
Figura 28. Laminaciones en la costra polimetálica DO2-07.....	49
Figura 29. Otras costras polimetálicas obtenidas en DO1.....	50
Figura 30. Costra polimetálica DO1-05.....	50
Figura 31. Laminaciones en la costra polimetálica DO1-05.....	51
Figura 32. Distribución de REE normalizados en la costa DO2-07b.....	55
Figura 33. Distribución de REE normalizados en la costa DO1-05b.....	54
Figura 34. Distribución de REE normalizados en la fosforita	57

1. Introducción

1.1. Historia tectónica de la zona

La tectónica del borde continental de California y Baja California es el resultado de una interacción entre el continente de Norte América y la Cordillera del Pacífico Este. Del Mesozoico al Terciario temprano el borde continental era parte de un margen tipo andesítico caracterizado por la acumulación de secuencias de cuencas de pre-arco y mélanges en trincheras. Hace 29 Ma, durante el Oligoceno tardío, la Cordillera del Pacífico Este empezó a migrar hacia el continente y cambiar el tipo de actividad tectónica (Teng y Gorsline, 1991).

El rompimiento de la placa oceánica delgada al este de la Cordillera del Pacífico Este permitió la fragmentación de la placa Farallón y sus descendientes. A principios del Mioceno se desarrollaron dos ejes de extensión principales con orientación casi norte-sur unidas a la falla transforme Shirley (Lonsdale, 1991). Esta fue la separación entre la placa del Pacífico y la placa Pacífico Este que estaba siendo subducida en la trinchera de California. La placa del Pacífico Este descendió de la placa de Farallón (30 Ma) y se separó en Cocos y Nazca. La mayoría de los fragmentos jóvenes descendientes de la placa de Farallón fueron traslapados por la placa de Norteamérica. La placa Pacífico-Cocos y Pacífico-Monterrey llegaron a la trinchera hace 22 Ma, formando el punto triple Pacífico-Monterrey-Norte América. En general, el punto triple junto con la actividad tectónica principal fue migrando hacia el sur y formando nuevas microplacas, centros de dispersión y montes submarinos por vulcanismo o asociados a hot-spot, hasta

separar la península de Baja California y formar la falla de San Andrés (Lonsdale, 1991).

A medida que avanzó la placa de Monterey y se subdujo la placa de Farallón (30 a 20 Ma), evolucionó el margen de California al sur de San Francisco de una zona de subducción a una zona de cizalla durante el Neógeno (Lonsdale, 1991). En lo que hoy es el sur de California y norte de Baja California la actividad transforme principal migró por completo hacia tierra y empezó a cortar el borde continental en el Mioceno medio hace 16 Ma (Teng y Gorsline, 1991). Esto ocurrió por el movimiento dextral incipiente en el margen Norte América-Pacífico que separó una parte de corteza con cuencas y cordilleras, haciéndola migrar al norte durante 10 Ma (Lonsdale, 1991). Así, la parte del margen continental de Baja California fue transpuesta al norte, dando lugar al borde continental exterior donde se formaron cuencas producto de la tectónica extensional (Teng y Gorsline, 1991). La provincia del borde continental es casi del doble de ancho que en otras zonas del margen de Norte América. La forman rocas de acreción y de prearco que son el resultado de la extensión oblicua extrema en el Mioceno, asociada a la rotación tectónica a gran escala (90°). Se ha estimado la extensión oblicua en 250 km, similar a la cantidad de extensión de corteza estimada para la provincia central de cuencas y cordilleras (Nicholson *et al.*, 2003).

Las secuencias de las cuencas del Mioceno temprano están plegadas y falladas con extenso vulcanismo calco-alcalino y tienen depósitos de volcanoclastos del Mioceno y sedimentos tipo San Onofre. Las cuencas del borde continental externo fueron las primeras en empezar a tomar forma, el resto de las cuencas parecen haberse formado

durante el Mioceno medio. En el Mioceno tardío la actividad transforme principal migró a la falla actual de San Andrés, el vulcanismo cesó y la actividad tectónica bajó de intensidad en el borde continental. Las fuerzas residuales transformes acabaron de formar la configuración actual de cuencas y cordilleras. Posteriormente todo el borde continental tuvo una subsidencia como resultado del decaimiento térmico (Teng y Gorsline, 1991).

Las cuencas de Patton, Tanner, Santa Catalina, Santa Mónica y San Pedro tienen un basamento Franciscano cubierto por sedimento del Mioceno y Holoceno. Las cuencas de Santa Cruz, San Nicolás y Santa Bárbara tienen un fondo grueso de secuencias del Mioceno con sedimento del Paleoceno y Holoceno. Todas estas cuencas forman parte del mismo sistema de cuencas y cordilleras del borde continental de California y Baja California, están separadas por altos topográficos por lo que cada cuenca tiene un sistema depositacional independiente. Las secuencias que las componen son del Mesozoico al Paleoceno rellenas con sedimento del Paleoceno al Holoceno (Teng y Gorsline, 1991). En general las cuencas de la zona Este tienen secuencias sedimentarias gruesas de Mesozoico a Paleógeno y las del Oeste depósitos de Mélange.

El Paleógeno es un período de bajo nivel medio del mar, y durante el Oligoceno el nivel del mar baja aún más. El Mioceno, en cambio, fue un período con alto nivel medio del mar (de 25 a 15 Ma) y una gran sedimentación pelágica biogénica debido a una productividad intensa. La secuencia sedimentaria del Mioceno tardío representa una depositación extensiva durante la elevación del nivel del mar hace 10 a 5Ma. La frontera estratigráfica entre el Mioceno y el Plioceno es una transición de sedimento biogénico a

depósitos gravitacionales de flujo en masa. En el Plioceno tardío hay un flujo bajo de sedimentación en masa atribuido a un aporte terrígeno reducido durante la elevación del nivel del mar (Teng y Gorsline, 1991).

1.2. Formación de una Cuenca y Litología Asociada

Las zonas de extensión ocurren por fuerzas de tensión que mueven la corteza separándola y produciendo fallas normales. Esta separación produce que bloques de corteza se extiendan y deslicen, a lo cual se le conoce como medios grabens. De esta forma el medio graben ocupa una mayor superficie que la corteza horizontal original y la zona se va extendiendo. Con este proceso la corteza también se adelgaza y se forma una depresión conocida como cuenca (Turcotte y Schubert, 2002).

1.3. Origen de la Cuenca San Clemente

El origen de la Cuenca San Clemente (Fig. 1) es un pull-apart producto de una zona de fallamiento lateral derecho con medios grabens que colindan en un lado con el escarpe de la falla principal y con una estructura monoclinal en el lado opuesto (Legg, 1991).



Figura 1. Localización de la Cuenca San Clemente (anaranjado) y de los dragados DO1 y DO2.

La cuenca estuvo sujeta a una extensión este-oeste en una zona de cizalla lateral derecho con orientación noreste (Legg, 1991), y estuvo sumergida en el agua durante todo el Mioceno, a diferencia de otras cuencas más cercanas a la costa, y sus sedimentos de esta época tienen una secuencia continua (Teng y Gorsline, 1991).

Se han reconocido estructuras geológicas que son características de actividad tectónica reciente en la Cuenca San Clemente. La gran altura que alcanza la falla principal (1 Km) y la composición de algunos de sus escarpes probablemente representan varios episodios o movimientos durante un período de tiempo extendido y con trazas subparalelas a la falla principal. Otra característica asociada al movimiento de la falla es el sedimento superficial adyacente a la falla del noreste, el cual está truncado y

plegado. El engrosamiento del sedimento en la parte noreste, principalmente de turbiditas del cuaternario, escarpes en depósitos de sedimentos jóvenes, interrupciones en la estratigrafía básica y depresiones alineadas adyacentes al escarpe de la falla demuestran que la cuenca ha seguido creciendo durante el Cuaternario tardío, con probable actividad tectónica incluso durante el Holoceno. Los escarpes inclinados (60°) que cortan el margen sur de un abanico sedimentario, así como los depósitos de barita asociados a hidrotermalismo, observados por Lonsdale en 1979 a bordo de un sumergible, también son evidencias de actividad reciente (Legg, 1991). Esta actividad a dado lugar a sismos moderados (magnitud 4.0 a 4.7) al este de la falla San Clemente y en la punta sur de la Isla San Clemente (Legg, 1980; Stein, 2005).

1.4. Petrología

La gran mayoría de los basaltos, andesitas, dacitas y riolitas que predominan en los cinturones montañosos del Pacífico pertenecen a la serie cálcica o calco-alcalina y se denominan de tipo Pacífico (Williams *et al.*, 1955).

Las andesitas son rocas de grano fino y su equivalente intrusivo de grano grueso es la diorita. La mayoría de las andesitas son rocas porfíricas con una composición de la matriz criptocristalina de cuarzo y feldespatos alcalinos (Melgarejo, 1997).

Las series volcánicas de andesitas y riolitas están confinadas al continente y tienen su máximo desarrollo en el margen Pacífico, donde las andesitas han hecho erupción formando las grandes cadenas montañosas del Pacífico (Turner y Verhoogen, 1960; Melgarejo, 1997). Las andesitas de piroxenos son especialmente comunes en complejos

volcánicos de cinturones orogénicos (Williams *et al.*, 1955), por ejemplo, llegan a constituir el 75% de las rocas extrudidas durante el Mioceno en el cinturón Norte-Sur de “Cascade Range” en Oregon (Turner y Verhoogen, 1960).

Las rocas de grano grueso, plutónicas y ácidas son el granito, adamelita y graneodiorita, con más de 10% de cuarzo. Las rocas intermedias a básicas son la sienita, monzonita y gabros (Williams *et al.*, 1955). Las monzonitas están caracterizadas por tener cantidades iguales de feldespatos potásicos y plagioclasas, ninguna de las dos constituyendo menos de un tercio o más de dos tercios del feldespato total. El cuarzo no excede el 10% y el índice de color es entre 30 y 40. Si aumenta la cantidad de cuarzo pueden ser consideradas adamelitas (Williams *et al.*, 1955). Las monzonitas son producto de la fusión parcial de la corteza inferior de composición intermedia a básica o de hibridación con fundidos procedentes de la corteza superior y del manto (Melgarejo, 1997). No son rocas abundantes y la mayoría se encuentra en bordes de facies o alrededor de cuerpos muchos mayores de diorita y graneodiorita (Williams *et al.*, 1955).

Los granitos y granodioritas son el grupo más desarrollado de rocas ígneas en complejos plutónico-metamórficos de terrenos precámbricos y plegamientos montañosos. Químicamente son equivalentes a las riolitas y dacitas (Melgarejo, 1997). Los granitos contaminados por asimilación de materiales básicos están enriquecidos en biotita. En metamorfismo termal la clorita, sericita y óxidos de fierro producen cordierita y biotita (Turner y Verhoogen, 1960).

Los granitos y granodioritas son rocas típicas de la parte superior de los batolitos. En Norteamérica hay series de batolitos extensos del Cretácico temprano desde Alaska

hasta British Columbia y desde la Sierra Nevada hasta California, con un batolito cubierto en el sur de California y Baja California. En el batolito de California predomina el tipo de roca diorita de mica y granito de complejos plutónicos ácidos asociados a sienitita de cuarzo y abundante cuarzo-monzonita (Sen, 2001).

Las dioritas son rocas de grano medio a grueso. Están compuestas de plagioclasa, anfíboles, piroxenos y cuarzo (Sen, 2001). Sus principales feldespatos son oligoclasa o andesina y los minerales máficos más importantes son hornblenda y biotita (Melgarejo, 1997). Las dioritas se encuentran generalmente en facies marginales o cúpulas de grandes plutones de granodiorita, así como en acumulamientos y protuberancias. Muchas dioritas tienen un origen híbrido formado por la asimilación de material sialico al magma básico o por contaminación. Algunas dioritas, por ejemplo, se forman en el margen de los plutones por el contacto de estos con paredes de gabbro o calcita (Turner y Verhoogen, 1960).

La gran mayoría de las rocas sedimentarias son conjuntos materiales de origen silíceo, químico, biológico y aglomerados de estos. Tanto la brecha como el conglomerado son rocas clásticas de granos gruesos, pero la primera tiene granos angulosos y la segunda más redondeados por abrasión y transporte. Su significado se basa en que el tamaño de grano de un agregado clástico está determinado por la hidrodinámica de erosión y deposición. Los conglomerados por lo general son producto de un ambiente depositacional mientras que las brechas pueden tener muchos orígenes: al final de escarpes o pendientes inclinadas; en planos de falla durante los

movimientos; del colapso de arrecifes por efecto de las olas; por el impacto de un meteorito (Sen, 2001).

Las cuarcitas son rocas metamórficas compuestas principalmente por cuarzos recrystalizados producto de metamorfismo de contacto o metamorfismo regional de areniscas (Turner y Verhoogen, 1960). Es una roca muy común en que la solución y cristalización del sílice ha dado lugar a una compactación de granos de cuarzo entrelazados (Dana y Hurlbut, 1972).

1.5. Geoquímica

1.5.1. Costras Polimetálicas

Los aportes de metales a los océanos son por ríos y vientos, aporte hidrotermal, intemperismo de basaltos, extracción de metales de los sedimentos y aporte extraterrestre. Los elementos en el agua de mar pueden estar en forma inorgánica o como complejos orgánicos. Estos complejos pueden a su vez agruparse en coloides que interactúan entre ellos y con otros metales disueltos (Hein *et al.*, 2000). Los metales que forman los precipitados pueden ser de origen hidrogenético, es decir, provenir directamente del agua de mar; de origen hidrotermal o de origen diagenético si son de aguas intersticiales del sedimento subyacente. También puede ser una mezcla de ambos (Cronan, 1980).

Los cationes hidratados (Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Tl, etc.) son atraídos por la superficie de carga negativa de los oxihidróxidos de Mn, mientras que aniones y elementos que forman grandes complejos con una densidad de carga baja (V, As, P, Zr, Hf, etc.) son

atraídos por la carga ligeramente positiva de los hidróxidos de Fe superficiales. La acreción de la costra continúa después de que la precipitación de la primera capa molecular es autocatalítica, aunque puede tener ayuda bacteriana. Metales adicionales son incorporados al depósito por coprecipitación o por difusión de los iones adsorbidos de oxihidróxido de Mn y Fe (Hein *et al.*, 2000).

La fase detrítica de las costras está representada por Si, Al, K, Ti, Cr, Mg, Fe y Na por lo que aumentan con la proximidad al margen continental. El Ba, Sr, Ce, Cu, V, Ca y Mg están en la fase residual biogénica y aumentan con la productividad de la zona (Hein *et al.*, 2000).

El Co es el elemento más característico de la precipitación hidrogenética y está más enriquecido que otros metales porque se oxida de Co^{2+} al menos soluble y más estable Co^{3+} en la superficie de la costra de MnO_2 (Hein *et al.*, 2000). Su concentración aumenta al disminuir la profundidad de formación. La razón entre Co, Ni, Mn y Fe respecto al Cu tiene una relación inversa con la profundidad, en que Cu aumenta con la profundidad y el resto disminuye. También existen variaciones latitudinales ya que el Ni y Co tienden a aumentar sus concentraciones más cerca del ecuador (Cronan, 1992).

Las costras de Fe-Mn se forman por la precipitación hidrogenética sobre sustratos de roca (principalmente brecha, basalto, fosforita, limonita y lodolita) en ambientes fríos de aguas de fondo o por la combinación de precipitación hidrotermal e hidrogenética. Esta combinación ocurre en áreas con ventilas hidrotermales, tales como centros de dispersión oceánicos, arcos volcánicos y volcanes asociados a hotspot (Cronan, 1992).

Las costras polimetálicas hidrogenéticas tienen tasas de crecimiento lentas de <1 a 10 mm/Ma , lo cual permite la adsorción de una gran cantidad de metales traza (Cronan, 1992) y razones de Fe/Mn de 0.4 a 1.2, más comúnmente de 0.7 ± 0.2 . La acreción de los oxihidróxidos es más lenta donde la zona de mínimo oxígeno intersecta el piso oceánico que arriba y abajo de esa zona, porque el Mn es más soluble en agua con poco oxígeno (Hein *et al.*, 2000). Hidróxidos y oxihidróxidos de hierro y manganeso también se pueden formar por procesos hidrotermales, produciendo costras con razones de Fe/Mn de 1 a 3, principalmente de 1.3 a 1.8 y contenidos bajos de metales traza.

Las costras polimetálicas ocurren comúnmente de los 1000 a los 3000 m de profundidad y su grosor promedio en el Pacífico es de 20 a 40 mm. Las costras más viejas ($>30 \text{ Ma}$) tienen dos capas, una fosfatizada, masiva y densa y una superior café-rojiza, porosa, laminada y/o botroidal. Las costras se adelgazan al aumentar la profundidad debido a movimientos en masa y al retrabajo de los depósitos. Las costras están cubiertas por una capa delgada de sedimento pero si esta aumenta impide su crecimiento (Hein *et al.*, 2000).

Los controles dominantes de la concentración de elementos en costras hidrogenéticas son: (1) La concentración de cada elemento en el agua de mar con reactividad elemento-partícula. (2) El tiempo de residencia en el agua de mar. (3) La cantidad absoluta y relativa de Fe y Mn en las costras, que a su vez se relaciona con su abundancia y la tasa de coloides en el agua. (4) La carga de la superficie coloidal y los tipos de agentes formadores de complejo, lo cual determinará la remoción de elementos de la columna de agua. (5) El grado de oxidación de MnO_2 , donde a mayor grado de oxidación mayor

capacidad de adsorción, lo cual a su vez depende de la cantidad de oxígeno y pH del agua de mar. (6) El área superficial disponible para acreción. (7) La cantidad de disolución por minerales detríticos en fases diagenéticas y (8) tasas de crecimiento (Hein *et al.*, 2000).

Los elementos de tierras raras (REE por sus siglas en inglés “rare earth elements”) son elementos traza muy útiles en estudios de petrología. Están compuestos por los metales con números atómicos de 57 a 71, es decir, de La a Lu. Tienen propiedades físicas y químicas muy parecidas, debido a que su forma estable es de iones +3 de tamaño similar. Sin embargo, el Ce^{3+} y Eu^{3+} pueden cambiar su estado de oxidación bajo condiciones oxidativas y reductoras respectivamente a Ce^{4+} y Eu^{2+} . Cuando estas pequeñas diferencias fraccionan la serie de REE se pueden usar para estudiar los procesos que lo ocasionaron (Rollinson, 1993).

Para poder conocer el enriquecimiento de REE en rocas es necesario compararlas con un material de referencia. El material de referencia utilizado más comúnmente para normalizar los REE en costras polimetálicas es el de las condritas. Estas son meteoritos indiferenciados con una composición de metales, silicatos, sulfatos y abundancia de elementos no volátiles en proporciones muy similares a las del sol (Boynton, 1984).

El Ce es el único REE que en ambientes cercanos a la superficie puede ocurrir como ión tetravalente. En un ambiente marino la precipitación de Ce por oxihidróxidos de Mn y Fe es acompañado por la oxidación de Ce, la cual es mediada por un proceso microbiótico o por catálisis superficial, ya que de otra forma la reacción sería muy lenta. La diferencia de carga y tamaño de Ce^{+4} en comparación a sus vecinos de REE

trivalentes lleva a un enriquecimiento preferencial de Ce (IV) al oxidarse, que se ve reflejado en anomalías positivas de gráficas de REE normalizadas (Hein *et al.*, 2000; Baar *et al.*, 1985; DeBaar *et al.*, 1988). El Eu^{3+} se reduce a Eu^{2+} en ambientes reductores de pH bajo, como los flujos hidrotermales, por lo que las costras que se forman en estas condiciones tienen una anomalía positiva de Eu. La distribución de REE indica, por lo tanto, el origen de la costra. Las costras hidrogenéticas están enriquecidas en REE y tienen anomalías positivas de Ce, mientras que las costras con influencia hidrotermal tienen menor abundancia de REE y anomalías positivas de Eu (Hein *et al.*, 2000).

Los intereses prácticos sobre las costras polimetálicas son el potencial económico de Co, Mn, Ni, Pt y posiblemente Ti, tierras raras, Te, Tl y P entre otros. También se usan en investigaciones paleoceanográficas, debido a que su composición refleja la del agua a partir de la cual se forman (Hein *et al.*, 2000).

1.5.2. Fosforitas

Las rocas sedimentarias comunes contienen una pequeña cantidad de fósforo (<1% P_2O_5) Cuando esta cantidad es mayor al 18% de P_2O_5 (Krajewski *et al.*, 1994) y son de origen marino se les denomina fosforitas (Bentor, 1980).

Las principales fuentes de fósforo dentro del ciclo geoquímico marino son los arroyos, la atmósfera y posiblemente la actividad hidrotermal. Los sumideros de fósforo son la deposición de carbonatos con contenido de fósforo, materia orgánica, precipitación de apatita y sedimentos metalíferos (Bentor, 1980).

Las aguas superficiales están empobrecidas en P debido al consumo biológico. En zonas de reciclamiento de materia orgánica las concentraciones de fosfato disuelto aumentan hasta 50-100 ppb entre los 200 y 400 m. A partir de esta profundidad el P permanece casi constante. En los márgenes continentales occidentales la mayor fuente de fósforo al mar es la materia orgánica, debido a la alta productividad en la zona fótica por surgencias con aguas ricas en nutrientes (Bentor, 1980).

Las fosforitas están formadas principalmente por apatita aunque pueden tener dominancia de minerales raros con variaciones locales. Prácticamente todo el fósforo que llega a las fosforitas es llevado por carbonato fluorapatita (francolita). El 3-6% del PO_4^{-3} es remplazado por CO_3^{-2} , la diferencia de cargas se compensa por cualquier sustitución adicional como Ca^{+2} por Na^{+} ó PO_4^{-3} por SiO_4^{-4} . El ión C^{+4} de los carbonatos se posiciona en el centro de una de las cuatro fases del PO_4^{-3} tetraédrico y el O^{-2} remanente es sustituido por OH^{-} o F^{-} (Bentor, 1980).

Las fosforitas tienen componentes detríticos (Fe_2O_3 y Al_2O_3) y marinos (Piper, 1991). Mediante la apatita las fosforitas concentran varios elementos traza en función de la disponibilidad de estos elementos en su medio de formación (Bentor, 1980). Los detritos orgánicos son importantes para el aporte de elementos menores al piso marino y ambientes de pendiente continental productivos (Piper, 1991).

En los océanos abiertos modernos Cu, Cd, Cr y V particulados son incorporados a la materia orgánica. La distribución del Cu en el agua de mar depende de procesos biológicos, ya que el Cu es removido del agua de mar por partículas que se asientan reciclando el Cu en las aguas de fondo del sedimento óxico pelágico. Los recubrimientos

de Fe y Mn de rocas cercanas a los depósitos de fosforitas también pueden aportar grandes cantidades de Cu y otros metales, sin embargo, los procesos no biológicos contribuyen mucho menos a la distribución de metales en aguas someras de pendiente continental, donde el factor dominante es la alta productividad (Piper, 1991).

En la zona de mínimo oxígeno (ZMO) donde los contenidos de O_2 son suficientemente bajos, el CrO_4^{2-} es reducido a $Cr(OH)_3$ particulado. La expansión de la ZMO a la plataforma continental puede permitir la acumulación de Cr como partículas en sí o como una fase absorbida en partículas de asentamiento. El Cr y el V se comportan de forma similar y tienen también un enriquecimiento relacionado a un aporte marino, adicional a la materia orgánica. Bajo condiciones anóxicas Cu, Cd, Cr y V son retenidos en el sedimento, pero si el sedimento está oxigenado se reciclan a la columna de agua, por lo que son mucho más estables en condiciones anóxicas (Piper, 1991).

Existen otros metales pesados en la apatita tales como Ag, Cd, Zn, Pb, Mo, Y, Sr, Se y lantanos. Muchos de estos elementos también están enriquecidos en la materia orgánica, enfatizando su relación cercana a las fosforitas (Bentor, 1980).

El enriquecimiento de REE en la apatita de las fosforitas resulta del reemplazo parcial de Ca^{+2} en $Ca_5(PO_4)_3$. Las REE provienen del agua de mar o de la oxidación de la materia orgánica. También es posible que recubrimientos de Fe y Mn en rocas cercanas provean REE al piso oceánico que luego sean incorporados por las fosforitas (Piper, 1991).

El patrón típico de REE en una fosforita está caracterizado por un enriquecimiento de elementos de tierras raras pesadas (HREE), es decir, con mayor número atómico, respecto a tierras raras ligeras (LREE) de menor número atómico (McArthur y Walsh, 1984).

Las anomalías negativas de Ce en las apatitas reflejan la anomalía del agua de mar en el tiempo de depositación. La anomalía de Ce en las fosforitas es más negativa con la profundidad y dependiendo del oxígeno de la masa de agua en que se encuentra, haciéndose más negativa a lo largo de la plataforma, hacia el ambiente oceánico. Anomalías muy negativas reflejan la influencia de agua oceánica profunda (Piper, 1991). Bajos valores de anomalía de Ce pueden deberse a la presencia de nódulos de manganeso en la zona, los cuales toman preferencialmente el Ce^{4+} (Bentor, 1980), por lo que las fosforitas están empobrecidas en Ce y los nódulos y costras polimetálicos, enriquecidos (Piper, 1991).

Las fosforitas se forman por lo general en zonas de baja tasa de sedimentación (1 cm/1000 años) con presencia de materia orgánica y un ambiente reductor. Para formar grandes depósitos debe haber alta productividad y sostenerse largos periodos de tiempo, la forma más eficiente es mediante surgencias (Bentor, 1980).

Hubo períodos en el pasado geológico más favorables para la formación de fosforitas que en el presente, durante el cual se acumularon en mayores proporciones. Esto ocurrió durante Cretácico debido a la generación de condiciones euxínicas no sólo en mares epicontinentales, sino también en muchas partes del océano profundo. Las

fosforitas recientes y del Mioceno por lo general tienen una cubierta o capas intermedias de óxidos de manganeso y se asocian a tasas altas de depositación. Estas características son poco frecuentes en fosforitas más antiguas ya que estas se formaron en lugares de baja depositación y representan secciones condensadas (Bentor, 1980).

La formación de fosforitas actualmente ocurre en la plataforma continental de Namibia, de Perú-Chile y Baja California Sur. Estas regiones presentan surgencias y alta productividad (Piper, 1991), sedimentación en la ZMO y profundidad moderada (60-400 m) (Bentor, 1980).

El principal uso de las fosforitas es para la fabricación de fertilizantes y menores cantidades se usan en detergentes, suavizantes de agua, productos farmacéuticos, protección de metales, aditivos para la gasolina y alimento de animales. También son una herramienta para estudios paleoceanográficos como indicadores de la química del agua (Bentor, 1980) y se asocian a depósitos petroleros (Jenkyns, 1980; Schlanger *et al.*, 1987).

2. Antecedentes

A lo largo del tiempo se ha recaudado una gran cantidad de información y observaciones de la geología del borde continental de California y Baja California, algunas de ellas sin un objetivo científico al principio. Este es el caso de los cruceros militares Pioneer entre 1955 y 1971 que realizaron batimetrías con fines militares, descubriendo montes submarinos, abanicos de turbiditas, alineaciones volcánicas y

bandas magnéticas alineadas paralelamente a cordilleras submarinas (Lonsdale, 1991). Los primeros cruceros formales fueron realizados por Shepard y Emery en 1941, quienes descubrieron una topografía controlada por cuencas y cordilleras con base en mapas batimétricos (Emery y Shepard, 1945). Observaron que las fallas con orientación noreste, similares a las fallas costeras terrestres, delineadas por escarpes largos, lineares y muy inclinados limitan las cordilleras e islas (Legg, 1991). Shepard en 1950 elaboró un mapa batimétrico de la región más detallado. Los siguientes estudios realizados principalmente por Emery (1960), Moore (1969), Weaver (1969), Howell (1976), Howell y Vedder (1981) y Gorsline y Douglas (1987) se enfocaron principalmente a estructuras geomorfológicas, sedimento superficial, piso oceánico e islas. Al Sur de California y Norte de Baja California se han hecho menos estudios, los más importantes fueron la expedición Fanfare, con varios cruceros, empezando en 1959 para conocer el piso oceánico al sur de la frontera México-Estados Unidos. Le siguieron otros cruceros en 1959 y 1960 encabezados por Krause, Harrison, Herzen, Parker y Williams, de los cuales se obtuvieron batimetrías, dragados, núcleos, geomagnetismo, flujos de calor, fotografía submarina y mediciones de gravedad. Estos estudios culminaron en el libro de Emery (1960) "The Sea off Southern California".

No se han colectado núcleos en cuencas cercanas a San Clemente, sin embargo se tiene información con base en dragados. El record estratigráfico del borde continental permite la interpretación de la historia tectónica desde el Cretácico (Teng y Gorsline, 1991). En 1981 Crouch, Howell y Vedder propusieron en base a mediciones de reflexión sísmica que el basamento de las cuencas de Santa Cruz y San Nicolás es de

corteza oceánica tipo ofiolítica. En Isla San Clemente se encontraron afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclastos interestratificadas con lodos de diatomeas del Mioceno, lo mismo se obtuvo de dragados submarinos de las islas Santa Barbara, Santa Catalina y San Clemente (Vedder y Howell, 1976). Intrusiones de diorita del Mioceno así como basaltos y andesitas se encontraron en las cuencas de Santa Mónica y San Pedro asociadas al basamento (Woodring *et al.*, 1946). Rocas similares fueron obtenidas de la cuenca de Los Angeles (Yerkes *et al.*, 1965), Santa Monica, San Pedro y Catalina (Vedder y Howell, 1976). En 1977 se dragaron de la cordillera Soledad rocas de cuarzo monzonita redondeadas de edad Cretácica exóticas a la zona. Durante numerosos dragados y observaciones de sumergibles se han encontrado en cuencas distantes cantos rodados, lo cual se atribuye a un arrastre por macroalgas, las cuales pueden transportar estas rocas hasta 200 km (Lonsdale, 1991; Krause, 1969; Shumway, 1953)

En los dragados de los cruceros realizados en 1959 y 1960 las rocas más comunes fueron andesitas o andesitas basálticas. Estas se encontraron en Punta Banda, Rampart, cordillera Popcorn, monte submarino Ferrel, depresión de Cedros y las cuencas de Velero y Animal. Rocas basálticas fueron encontradas muy rara vez, únicamente en la Cuenca Soledad y cordillera Popcorn. Se obtuvieron conglomerados únicamente en la Cuenca Animal, mientras que en prácticamente todos los dragados se extrajeron cantos rodados arrastrados por macroalgas. También se encontraron fosforitas en Punta Banda y la Cuenca Velero, así como nódulos y costras de manganeso en Ferres y las cuencas Animal, Soledad, Velero y Colonet (Krause, 1969). En la cordillera al

norte de la Cuenca San Clemente se han recuperado gabros y muestras de piso oceánico (Vedder *et al.*, 1974).

La Cuenca Animal está inmediatamente al sur de la Cuenca San Clemente y a ha llegado a ser considerada una continuación de esta ya que están separadas solo por una pequeña meseta. Incluso es posible que turbiditas de la Cuenca San Clemente lleguen a depositarse en la Cuenca Animal. Se encontró una interfase de sedimento del post-Mioceno entre los 145 y 165 m, sugiriendo su formación durante el Mioceno. En un dragado de 1040 m de profundidad al noroeste de la Cuenca Animal se obtuvieron nódulos de 20 cm de diámetro y costras de manganeso de 5 cm de ancho, andesitas, sedimento y rocas redondeadas. En la Cuenca San Clemente se han dragado depósitos de turbiditas en la base de los escarpes, estos flujos de gravedad son frecuentes debido a las pendientes pronunciadas, el sedimento pelágico blando y sismos ocasionales (Krause, 1969). Se realizaron núcleos en esta cuenca en 1996 por medio del "Ocean Drilling Project", donde se recuperaron arcillas y lodos con nanofosiles en los 250 m superiores, fechados del Cuaternario, Plioceno y Mioceno tardío. Le siguieron areniscas y diatomitas de hace 8.5 Ma y por último, a los 280 m se recuperó basalto del basamento (Lyle *et al.*, 1997).

Con base en el contenido de carbono total en sedimento se pudo observar un aumento de sedimentación y una mayor cantidad de producción orgánica en las cuencas más cercas a la costa, debido a las surgencias. En las cuencas del borde continental externo el sedimento predominante es limo, le siguen arcillas de mar profundo con un 15% de partículas de cuarzo, probablemente transportadas por el viento. Las cuencas

hacia el norte parecen tener más carbonatos. El fosfato es más abundante en las cuencas más profundas, más de 750 m, y ubicadas más al norte (Krause, 1969).

En 1979 se realizó una exploración a bordo del sumergible Seacraft DSV-4 a 1,805 m al sureste de la Cuenca San Clemente y se encontraron depósitos de barita, los cuales son interpretados como evidencia de la presencia de flujo hidrotermal. A pesar de que no se encontraron directamente fumarolas hidrotermales recientes en esta cuenca por medio de mediciones de temperatura, se piensa que las ventilas siguen activas debido a la cantidad de fauna que las rodea y que dependen de ellas y al aspecto lechoso del agua de fondo en contacto con los conos de barita, que parecen remanencias de plumas hidrotermales. Se infiere un sistema hidrotermal a la falla de San Clemente por medio de mediciones de flujo de calor, con flujos tan altos como $3.2 \mu\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}$ (Lonsdale, 1979).

En 1980 se encontraron más de 20 ventilas hidrotermales en San Diego Through, al este de la Cuenca San Clemente y parte del mismo sistema, durante un estudio realizado con el vehículo Deep Tow y en 1982 se tomaron muestras de algunos de ellos a bordo del Alvin. El fluido hidrotermal encontrado era tibio con 0.02 a 0.39°C sobre la temperatura ambiente y se interpretó como pasaje de agua hidrotermal diluida elevándose desde ventilas. La mitad de las plumas encontradas fueron de 10 m de altitud y 4 a 12 m de ancho, y la otra mitad de 35 a 80 m de altitud y de 20 a 45 m de ancho (Lonsdale y Becker, 1985).

A pesar de que se han hecho numerosos estudios en el borde continental de California y Baja California no se ha estudiado detalladamente la Cuenca San Clemente. La información con la que se cuenta es principalmente del resto de las cuencas del

sistema de cuencas y cordilleras al que pertenece, en particular de la Cuenca Animal, la cual se supone que tiene características muy similares.

2.1. Fosforitas y Costras Polimetálicas

Se han encontrado costras polimetálicas en montes submarinos desde el Pacífico Norte (Trinchera Aleutiana) hasta el Pacífico Sur. Se han estudiado principalmente en las zona económica exclusiva de Micronesia, las islas Marshall, Kiribati, Hawai, Islas Johnson y margen continental de California, así como en montes del Pacífico Central en aguas internacionales. La gran mayoría de las costras estudiadas están asociadas con centros de dispersión mesoceánicos (Hein *et al.*, 2000). Cerca de la costa del océano Pacífico con la frontera entre Estados Unidos y México se han encontrado nódulos polimetálicos y algunas costras (Hein *et al.*, 1987; Daesslé y Fischer, 2001). En Baja California también se han reportado costras de manganeso cerca de la boca del Golfo de California (Daesslé y Fischer, 2001).

En Baja California la búsqueda de recursos fosfatados en el margen continental empezó en 1967 con el programa de Global Marine de Minerales Submarinos Mexicanos, S.A. (Daesslé y Fischer, 2001). Durante los 1980s se realizaron otros muestreos en cruceros oceanográficos (campañas Mimar I-V) por la Universidad Nacional de México (Earny, 1990).

Los sedimentos fosfáticos del Pacífico Mexicano están en el margen continental de Baja California y en bancos submarinos, como lo han reportado Daesslé y Carraquiry

(1998), Daesslé *et al.* (2000), D'Anglejan (1967), Emery (1948), Normark, Spencer e Ingle (1987) y Schuffert *et al.* (1994) (Dásele y Fischer, 2001) y también en el sureste de México, en el Golfo de Tehuantepec (Carranza Edwards *et al.*, 1989). La provincia fosfática a lo largo del margen de California y Baja California comprende un área de 2000 km de largo, desde Point Reyes, al norte de San Francisco hasta la punta sur de la península de Baja California, con una cobertura de 13,000 km² (Rowland, 1985).

Se han encontrado fosforitas del Mioceno en la Bahía de Sebastián Vizcaíno, B.C. (Daesslé y Carriquiry, 1998) y en varias localidades continentales y marinas de B.C.S. como El Tesoro, Tembabiche, San Juan de la Costa, El Cien, Cerro Colorado, Aguajito de Castro, La Purísima, Arroyo San Gregorio, Golfo de Ulloa y Bahía Magdalena (Daesslé, 2000). En 1991 Piper estudió el depósito fosfático del Oligoceno en la formación San Gregorio. Existen algunos procesos de fosfogénesis reciente en B.C.S (D'Anglejan, 1967; Schuffert *et al.*, 1994) sin embargo, la gran mayoría son redepositaciones de estratos más antiguos (Daesslé y Carriquiry, 1998; Daesslé *et al.*, 2000).

3. Objetivo

Determinar las características litológicas del material recuperado en la Cuenca San Clemente y estudiar la geoquímica y formación de costras polimetálicas y fosforitas.

4. Área de Estudio

La Cuenca San Clemente se encuentra en la plataforma continental del estado de California, Estados Unidos, aproximadamente a 65 km de la costa frente a San Diego y Tijuana. Se localiza a $31^{\circ}42'N$ y $32^{\circ}40'N$ de latitud y los $118^{\circ}13'W$ y $117^{\circ}26'W$ de longitud (Fig.1). Forma parte de un sistema de cuencas y cordilleras que abarca desde Point Conception en California hasta Bahía Vizcaíno en la península de Baja California. La Cuenca San Clemente colinda con la Cuenca Catalina al Norte y la Cuenca Animal al Sur, al Este San Diego Trough y la Cuenca Rosarito (Legg *et al.*, 2003). San Clemente es una cuenca irregular y profunda con escarpes numerosos, cordilleras lineales, valles, depresiones alineadas y cuencas secundarias alargadas que delinean trazas de fallas recientemente activas. Una banda angosta de estructuras tectónicas delimita la falla principal de San Clemente. Escarpes rectos y pronunciados (11° a 45°) de hasta 15 km de largo y 1000 m de alto son las estructuras más prominentes asociadas con la falla (Legg, 1991). La morfología del piso oceánico consiste en un par de ramificaciones simétricas con una orientación $N10^{\circ}E$ que mediante una cordillera axial de $N55^{\circ}W$ y una falla transforme dextral separan la Cuenca San Clemente de la Cuenca Animal (Fig. 2). La morfología de cuencas y cordilleras al norte de San Clemente representa una zona de rift continental. Piso oceánico nuevo se extiende en las cuencas secundarias alineadas en $N35^{\circ}E$ y medios grabens estrechos que cortan el relleno sedimentario, formando fallas de ángulo pronunciado entre las dos ramas. La cordillera central está dominada por tres picos largos y subcirculares. Otras cordilleras se encuentran en los flancos de la cuenca

principal con una dirección noreste (Fig. 2) y con un vector de movimiento inferido relativo a la placa del Pacífico (Legg *et al.*, 2003).

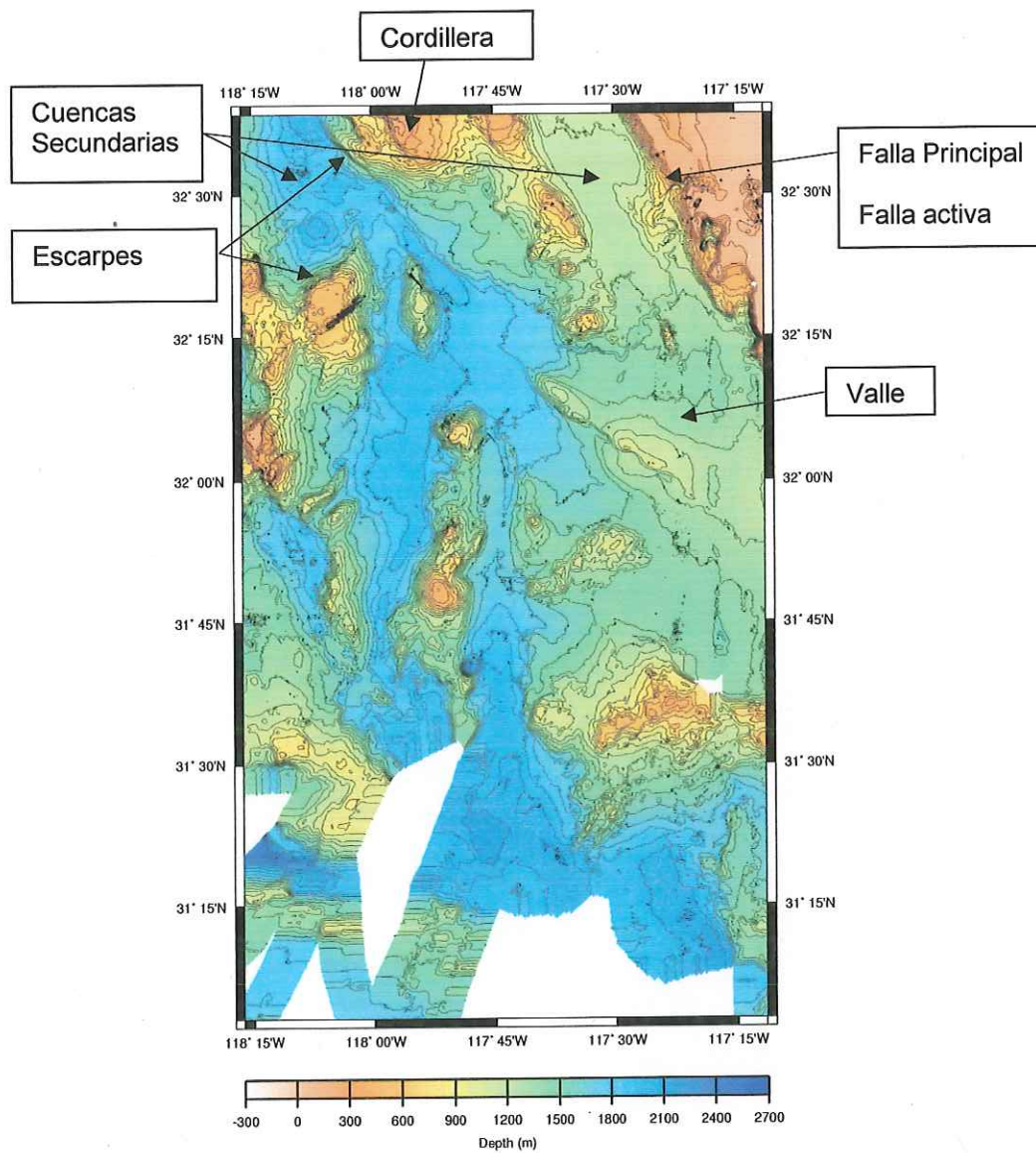


Figura 2. Geomorfología del Sur de la Cuenca San Clemente.

5. Metodología

Se colectaron muestras de rocas en un escarpe al sur de la Cuenca San Clemente mediante dos dragados a bordo del crucero Roger Revelle, CNTLO3RR. El primero el día 6 de Enero de 2003 localizado a $31^{\circ}53.62'N$ y $117^{\circ}46.3W$, a una profundidad de 1,400 m (DO1); el segundo el 10 de Enero de 2003 localizado a $31^{\circ}46.335N$ y $117^{\circ}50.1662W$ con 826 m de profundidad (DO2). Las muestras colectadas se describieron a bordo, se etiquetaron con nomenclatura de acuerdo al dragado (Tabla I) y se almacenaron.

Tabla I. Nomenclatura de las muestras de acuerdo al dragado.

Primer Dragado DO1	Segundo Dragado DO2
DO1-4	DO2-01
DO1-05	DO2-02
	DO2-04
	DO2-07
	DO2-16
	DO2-21
	DO2-22
	DO2-26
	DO2-A
	DO2-B

Las muestras de rocas ígneas y sedimentarias se analizaron con las técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE (Rendón-Márquez, 1995) y las costras polimetálicas y fosforitas por métodos geoquímicos.

5.1. Petrología

Se analizaron las muestras colectadas mediante la elaboración de láminas delgadas para su análisis en un microscopio petrográfico. Se separaron las muestras obtenidas por grupos, se eligió la muestra menos intemperizada de cada grupo para analizarse, que no presentara evidencias de transporte, y se tomaron fotografías de ellas.

Las láminas delgadas se analizaron en microscopio petrográfico y se identificaron por su mineralogía de acuerdo al diagrama de Streckeisen. Se compararon las muestras obtenidas con rocas de fuente bibliográfica.

5.2. Geoquímica

Se seleccionó una muestra de costra polimetálica de cada dragado: DO1-05b y DO2-07b. La fosforita analizada es la DO2-04, correspondiente al segundo dragado. Estas muestras se lavaron con agua desionizada, se dejaron secar y se maceraron en un mortero de ágata. Las muestras molidas se dejaron secar sobre silica gel a temperatura ambiente. Los análisis de las concentraciones de óxidos mayores, metales traza y elementos de tierras raras de las muestras DO1-05b, DO2-07b y DO2-04 se hicieron mediante espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICPMS) tras la fusión del sedimento con metaborato de litio y utilizando el material de referencia certificado como control de calidad. Debido a las altas concentraciones de Co, no fue posible analizar este elemento con el método descrito, por lo que se utilizaron datos de Co de muestras analizadas mediante espectrometría de emisión atómica.

5.2.1. Procesamiento de datos para Elementos de Tierras Raras

Los elementos de tierras raras se normalizaron dividiendo la concentración de REE en ppm de la muestra entre el material de referencia. El material de referencia utilizado fue para las fosforitas de lutita y para las costras de condrita. Posteriormente se graficaron los enriquecimientos de tierras raras en escala logarítmica. Tanto para las fosforitas como para las costras polimetálicas se calculó la anomalía de Ce en base a la razón: $Ce^* = Ce/Ce^1 = (Ce_M / Ce_L) / Ce^1$, donde Ce_M es la concentración de cerio en la muestra, Ce_L es la concentración de cerio en la lutita o condrita, dependiendo del que se utilice para estandarizar. Ce^1 es obtenido por la interpolación de los valores de La y Pr de la muestra, normalizados ($_N$) con lutita o condrita: $Ce^1 = (La_N + Pr_N) / 2$. La anomalía de Europio se calculó igual que la de cerio pero con $Eu^1 = (Sm_N + Gd_N) / 2$ (Murray *et al.*, 1992). También se calcularon las anomalías de Ce y Eu con las fórmulas de Elderfield y Greaves (1982): $\log 3Ce_N / (2La_N + Nd_N)$ y $\log 2Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$ respectivamente. Las muestras con una cantidad de una REE igual al estándar tienen valores de uno y no hay pendiente en la gráfica de concentración normalizada contra número atómico. La dilución de un componente con menor concentración de REE da un valor menor a uno y si está enriquecido es mayor a uno (Piper, 1991). La tasa de enriquecimiento de tierras raras pesadas contra ligeras se calculó dividiendo la cantidad de Ho_N / Eu_N normalizados con lutita ($_N$) (Piper, 1991) y también con La_N / Yb_N ó Nd_N / Dy_N (Daesslé y Carriquiry, 1998).

5.2.2. Control Analítico

Con el objeto de calcular los porcentajes de recuperación y la calidad analítica de los datos, se analizó junto con las muestras el material de referencia del USGS, el nódulo de manganeso NOD-P-1. Debido al método empleado, las mediciones de los óxidos son muy confiables con porcentajes de recuperación menores al 9% (Tabla II). Sin embargo, los análisis de los metales traza presentan porcentajes de recuperación por lo general menores al 20%, excepto las mediciones Ni y V (Tabla III).

Tabla II. Porcentaje de recuperación o varianza en el análisis geoquímico de óxidos de la costras y la fosforita usando como estándar el nódulo NOD-P-1 y como analizado el NOD-679.

Óxidos	Concentración (%)		% de recuperación
	Estándar	Analizada	
SiO ₂	13.9	13.97	100.50
Al ₂ O ₃	4.8	4.77	99.38
Fe ₂ O ₃ T	8.3	8.74	105.30
CaO	3.1	3.04	98.06
MgO	3.3	3.28	99.39
MnO	37.6	41.1	109.31
Na ₂ O	2.2	2.19	99.55
K ₂ O	1.2	1.16	96.67
TiO ₂	0.5	0.496	99.20
P ₂ O ₅	0.46	0.48	104.35

Tabla III. Porcentaje de recuperación o varianza en el análisis geoquímico de elementos de la costras y la fosforita usando como estándar el nódulo NOD-P-1 y como analizado el NOD-679.

Elementos	Concentración (ppm)		% de recuperación
	Estándar	Analizada	
Ba	3350	2865	85.522
Co	2240	> 1000	-
Cu	11500	9520	82.783
Ni	13400	9090	67.836
Pb	560	502	89.643
Sr	680	737	108.382
V	570	401	70.351
Zn	1600	1440	90.000
Ce	290	326	112.414
Dy	27	26.6	98.519
Er	12	13.7	114.167
Eu	7.5	8	106.667
Gd	28	30.6	109.286
La	104	112	107.692
Lu	1.8	1.77	98.333
Nd	120	132	110.000
Sm	30	31.1	103.667
Yb	13	12.9	99.231

6. Resultados

6.2. Petrología

Las muestras recuperadas durante el primer dragado (DO1) fueron costras polimetálicas y rocas ígneas. Del segundo dragado (DO2) se obtuvieron costras polimetálicas, fosforitas, rocas ígneas redondeadas de hasta 5 cm de diámetro (Fig. 3) y rocas angulares de hasta 20 cm de diámetro (Fig. 4), así como rocas sedimentarias (Fig. 5) (Tabla IV).

Tabla IV. Muestras de rocas obtenidas en el primer (DO1) y segundo (DO2) dragado.

DO1	DO2
Costras Polimetálicas	Costras Polimetálicas
Ígneas	Fosforitas
	Ígenas Angulosas
	Cantos Rodados
	Sedimentarias



Figura 3. Rocas ígneas redondeadas a subredondeadas obtenidas de DO2



Figura 4. Rocas ígneas angulosas obtenidas de DO2



Figura 5. Rocas sedimentarias obtenidas de DO2

6.3. Descripción Petrográfica

6.3.1. Muestra DO2-01: Andesita de piroxenos

Megascópica: Color rojo ocre amarillento a naranja, con intemperismo negro amarillento; de estructura homogénea masiva; textura fina a afanítica-porfídica con minerales máficos. Presenta lixiviación y hematización (limonita-hematita). Está constituida por plagioclasa y ferromagnesianos an-subhedrales, alterados frecuentemente a limonita y lixiviados; presenta vetillas irregulares de sílice. Roca magnética, especialmente en fracturas, aparentemente debido a la disseminación de opacos (posiblemente magnetita) en vetillas. No se presenta una alteración de ferrogamesianos severa. Cubierta por una capa negra de óxidos de manganeso.

Microscópica: Cristales menores a 2 mm (35-40%) representados por plagioclasas, una menor abundancia de hornblenda, opacos-hematita (100% = 60, 30, 10%) y cristales de cuarzo anhedral. Presenta una matriz de microlitos de plagioclasa (<0.2 mm) con

algunos segmentos de aspecto vítreo fluidal; cristales de plagioclasa anhedrales a subhedrales (1 a 2 mm) zonados composicionalmente, algunos con fractura y macla tipo albita, Carlsbad y polisintética con ángulos de extinción inferiores a 10° (albita-oligoclasa); cristales anhedrales a redondeados de cuarzo (<1.5 mm) con textura esquelética; gran abundancia de piroxenos tipo augita; menor abundancia de cristales de hornblenda anhedrales a subherdales (<1 mm) con alteración ligera hacia los bordes, principalmente cerca de fracturas; agregado acicular de hornblenda en un fragmento de roca; vetilla de calcita cortando un cristal de hornblenda por posible alteración deutérica; opacos anhedrales (<0.5 mm) en fracturas y diseminados en la matriz, asociados a la alteración de hornblenda; recubrimiento de hematita especialmente en vetillas con opacos magnéticos; rellenos irregulares de calcita y aglomerado de otros cristales.

Clasificación: Roca andesítica porfídica rica en piroxenos. No se depositó en ambiente marino debido a que la matriz no tiene una textura spinifex (Melgarejo, 1997) y la plagioclasa no presenta alteración deutérica. La textura esquelética y los cristales redondeados de cuarzo son indicadores de un arrastre por lava.



Figura 6. Lámina delgada D02-01 de Andesita de piroxenos.

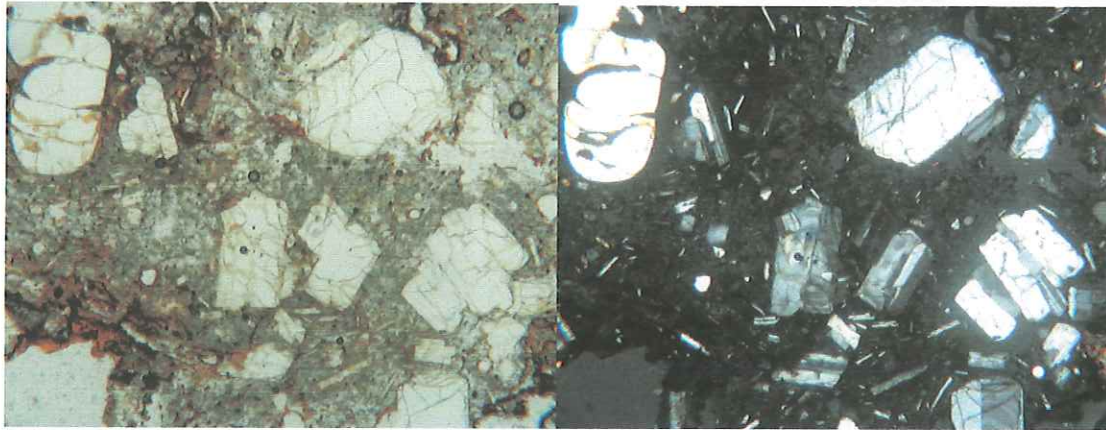


Figura 7. Lámina delgada D02-01 de Andesita de piroxenos vista al microscopio (50x) (derecha) y con nicoles cruzados (izquierda).

6.3.2. Muestra D02-02: Andesita

Megascópica: Color gris amarillento; estructura homogénea de textura afanítica; alteración ligera e intemperismo ocre a café oscuro con recubrimientos de hematina y óxidos de manganeso; fracturas o vetillas de colores más oscuros; fuerte a moderadamente magnética.

Microscópica: Textura microlítica a traquítica bastante homogénea con variaciones de flujo alrededor de los microcristales; constituida en un 80% por microcristales ehedrales de plagioclasa (< 0.1 mm) tipo oligoclasa con extinción de 12° a 18° , macla polisintética y prácticamente sin alteración; 15% de microcristales opacos de magnetita (< 0.05 mm) finamente disseminados; 1% de cristales chicos (< 0.1 mm) anhedrales ferromagnesianos, posiblemente augita y otros fenocristales de piroxeno en la matriz; presencia ($< 4\%$) de cristales subhedrales a anhedrales de plagioclasa (< 1.5 mm) tipo

oligoclasa y albita-andesina, con macla dominante polisintética y sin zonación, generalmente orientados con respecto al flujo; abundantes minerales opacos y magnetita diseminada en la matriz; textura típica de andesita plagioclasa-magnetita-augita; piroxenos, magnetitas y fenocristles de plagioclasa aislados o formando glomérulos.

Clasificación: Roca extrusiva con textura fluidal traquítica y glomérulos de plagioclasas con microlitos de piroxenos. Los ferromagnesianos escasos, las plagioclasas pequeñas y la diseminación de magnetita fina indican un periodo muy corto de residencia del magma original en la corteza, por lo que sufrió un enfriamiento rápido sin generación de gases ni diferenciación ostensible.



Figura 8. Lámina delgada D02-02 de Andesita.

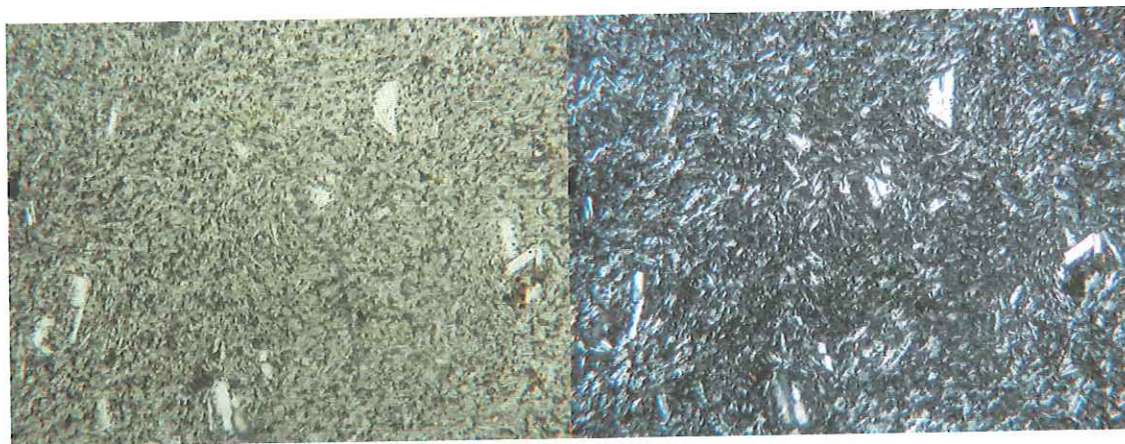


Figura 9. Lámina delgada D02-02 de Andesita vista al microscopio (50x) (derecha) y con nicoles cruzados (izquierda).

6.3.3. Muestra DO2-16: Brecha sedimentaria cementada con calcita

Megascópica: Color gris verdoso que intemperiza a gris amarillento verdoso; estructura sedimentaria masiva con 20% de los fragmentos > 2 mm incluidos en una matriz probablemente areno-arcillosa; constituida por fragmentos de cristales (50%) y fragmentos de roca (30%) angulosos y grandes (7 mm); cristales de cuarzo incoloro, lechoso o constituyendo fragmentos de roca; escasos feldespatos; huellas aparentes de metamorfismo ligero.

Microscópica: Aglomerado de fragmentos (60%) de cristales (45%) y de roca (15%) sin orientar, incluidos en una matriz afanítica de aspecto vítreo (20%) con elementos inferiores a 0.1 mm, cementante de calcita (20%) y hematización. Fragmentos de roca volcánica: andesita con cuarzo y calcita en la matriz, roca de textura traquítica y roca dasítica con vetilla de calcita; fragmento de pórfido andesítico con plagioclasas y fragmentos de roca metamórfica (esquisto). Cristales anhedrales, angulosos e irregulares

de plagioclasas (40 %) de 0.1 a 0.2 mm con zonación composicional, macla tipo albita, escasa periclina, ángulos de extinción de 10-30° (oligoclasa, andesina) y crecimiento de calcita; cuarzo (10 %) menor a 0.1 mm con extinción recta y ondulante en rocas metamórficas; feldespatos sin macla (10 %); hematita opaca con bordes anaranjados.

Clasificación: Roca sedimentaria formada en un ambiente extrusivo cercano a rocas faneríticas, debido a que los fragmentos son relativamente grandes y no se encuentran alterados. La presencia de vetillas de calcita sugiere procesos de flujo hidrotermal ligero de baja temperatura, ya que no hay alteración de feldespatos y cuarzos.



Figura 10. Lámina delgada D02-16 de Brecha sedimentaria cementada con calcita.

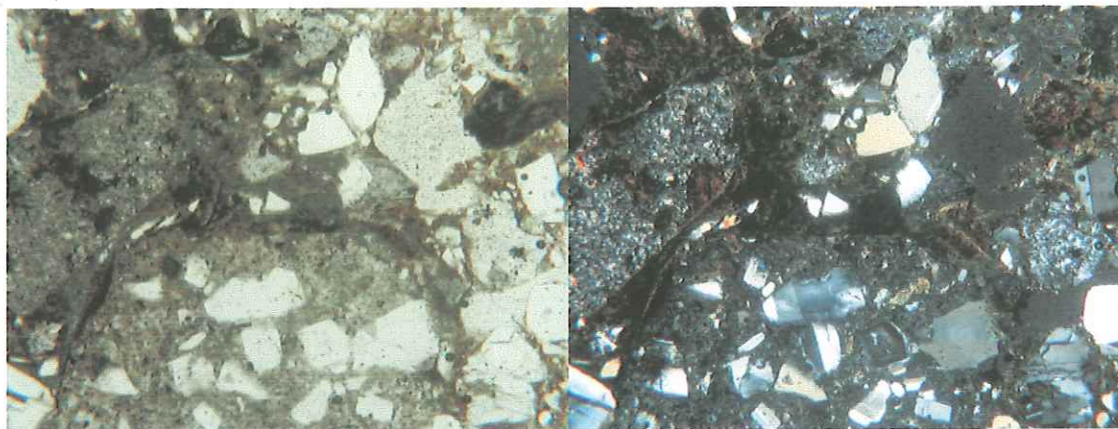


Figura 11. Lámina delgada D02-16 de Brecha sedimentaria cementada con calcita vista al microscopio (50x) (derecha) y con nicoles cruzados (izquierda).

6.3.4. Muestra DO2-21: Diorita

Megascópica: Color gris amarillento con intemperismo ocre amarillento; estructura masiva homogénea y textura fanerítica fina, consistida por tabletas rectangulares euhedrales de plagioclasa de hasta 1 mm color blanco a amarillento; minerales máficos, posiblemente hornblendas y piroxenos en menor cantidad.

Microscópica: Alto contenido de minerales máficos, principalmente hornblendas, seguidos en abundancia por piroxenos, ambos ligeramente alterados quizás debido a procesos deutéricos; presencia de plagioclasa en mayor cantidad que feldespatos potásicos y ligeramente alterada.

Clasificación: Roca intrusiva de grano muy fino con alto contenido de minerales máficos.



Figura 12. Lámina delgada D02-21 de Diorita .

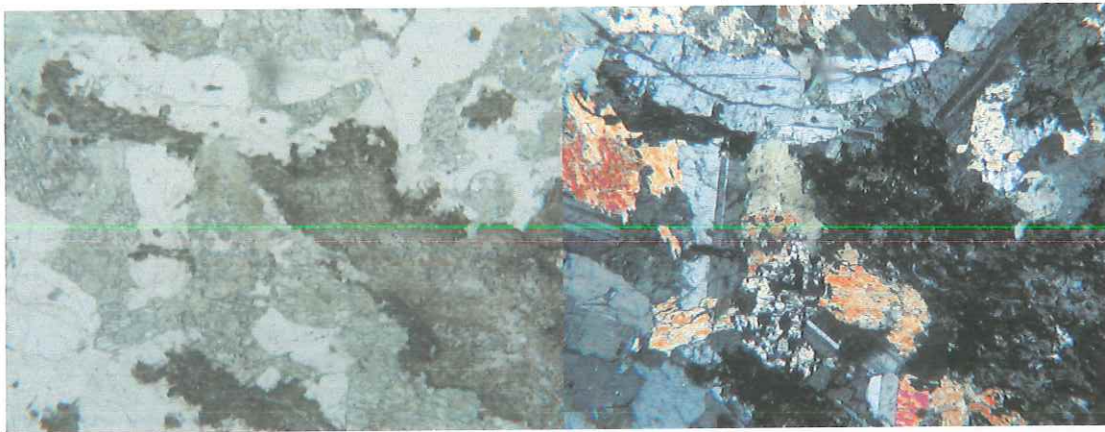


Figura 13. Lámina delgada D02-21 de Diorita vista al microscopio (50x) (derecha) y con nicoles cruzados (izquierda).

6.3.5. Muestra DO2-22: Granito de biotita a Cuarzo- monzonita

Megascópica: Color rosa a naranja moteado (posiblemente debido a hematización) y con intemperismo ocre rojizo; estructura masiva con textura fanerítica de grano medio (1 a 2 mm); cristales anhedrales de plagioclasa blanca y escasos minerales máficos; magnetismo ligero.

Microscópica: Abundantes plagioclasas (40.33%) euhedrales a subhedrales, principalmente de andesina (70%) y oligoclasa (30%) fuertemente alteradas; feldespatos potásicos (38.66%) anhedrales ligeramente alterados relleno de los huecos entre las plagioclasas; menor abundancia de cuarzo (18.33%); abundantes fracturas rellenas de óxido (0.33%); minerales máficos de biotita fuertemente cloritizados (0.33%). Menos de 1% de epidota; en máficos alterados hay concentración de minerales opacos de ilmenita o magnetita (0.33%).

Clasificación: Roca plutónica fuertemente alterada por fluido hidrotermal. La presencia de clorita y epidota sugieren temperaturas entre los 250°C y los 300°C con presiones entre 50 y 100 bares (Lozano, 2003). Su clasificación según el diagrama de Streckeisen está entre cuarzo monzonita y granito.

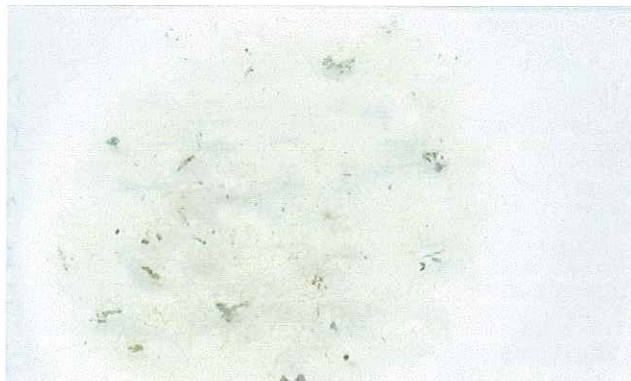


Figura 14. Lámina delgada D02-22 de Granito a Cuarzo-monzonita.

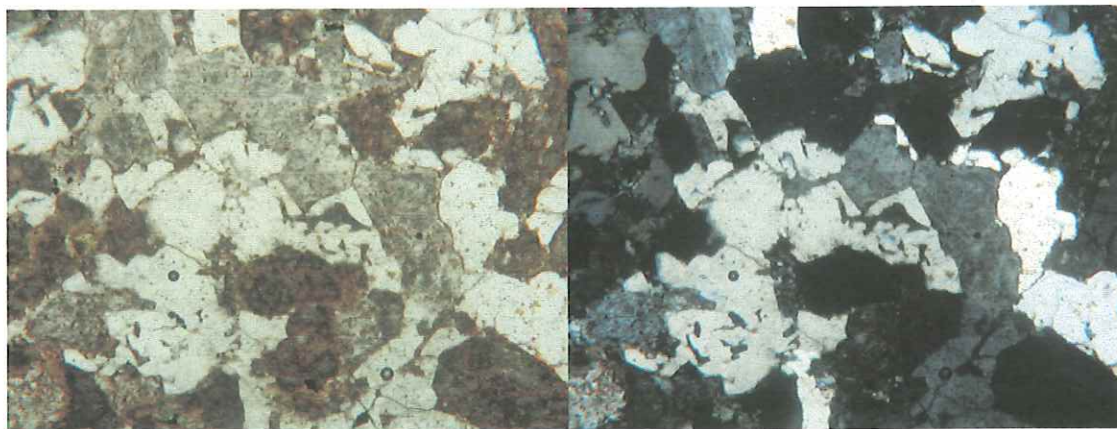


Figura 15. Lámina delgada D02-22 de Granito a Cuarzo monzonita vista al microscopio (50x) (derecha) y con nicoles cruzados (izquierda).

6.3.6. Muestra DO2-26: Cuarcita

Megascópica: Textura afanítica con intemperismo rojizo. Fracturas abundantes rellenas de óxidos.

Microscópica: Mosaico de cuarzos subredondeados con evidencias de cristalización secundaria. Posible presencia de epidota o zircón.

Clasificación: Roca metamórfica con origen de arenisca. Influencia de flujo hidrotermal ligero (250°-300°C) que permitió la precipitación de óxidos y la formación de epidota (Lozano, 2003).

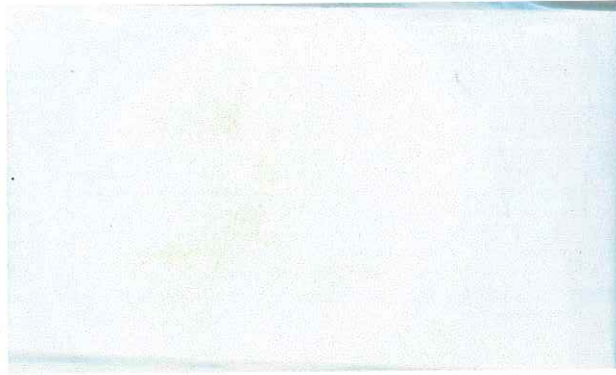


Figura 16. Lámina delgada D02-26 de Cuarcita.

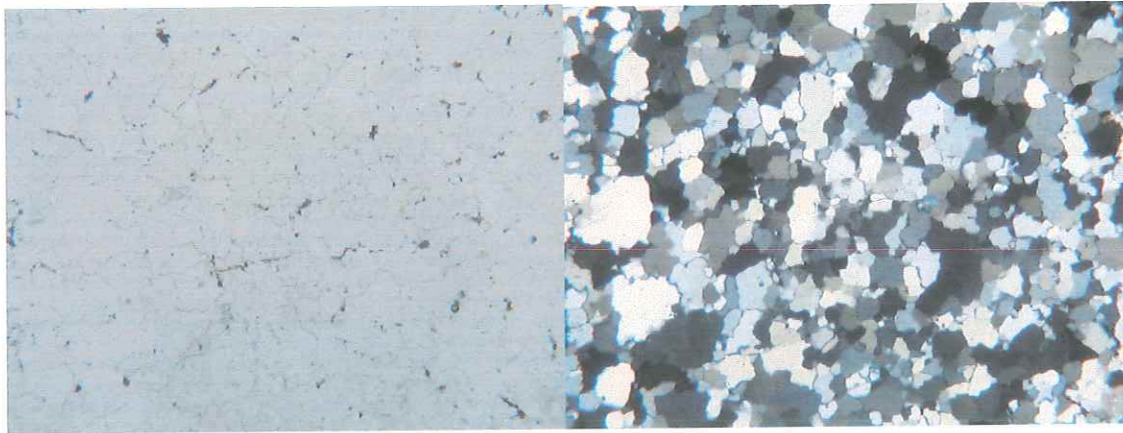


Figura 17. Lámina delgada D02-26 de Cuarcita vista al microscopio (50x) (derecha) y con nicoles cruzados (izquierda).

6.3.7. Muestra DO2-A: Sedimentaria rica en líticos

Megascópica: Color gris cafésoso con oxidación ligera por intemperismo; estructura masiva; matriz fina de limo y arena con fragmentos visibles de roca; algunas fracturas con rellenos secundario de carbonato.

Microscópica: Roca sedimentaria con abundantes fragmentos angulosos a subredondeados de roca volcánica de hasta 1cm, aparentemente cementados con óxidos; abundantes cuarzos y feldespatos angulosos.

Clasificación: Roca sedimentaria con fragmentos líticos abundantes. La fuente del sedimento parece cercana debido a que los fragmentos de roca son angulosos y grandes.



Figura 18. Lámina delgada D02-A de roca sedimentaria rica líticos.

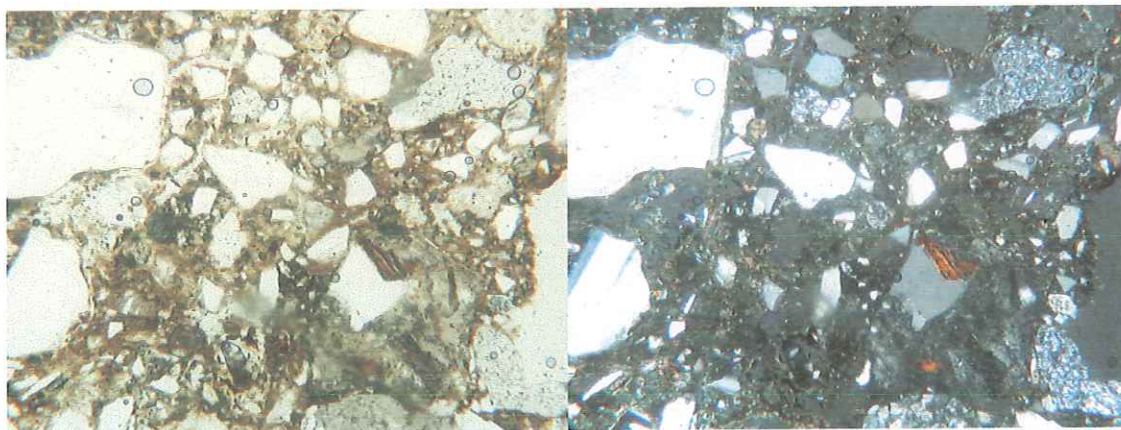


Figura 19. Lámina delgada D02-A de roca sedimentaria rica líticos vista al microscopio (50x) (derecha) y con nicoles cruzados (izquierda).

6.3.8. Muestra DO2-B: Diorita de Hornblenda

Megascópica: Color oscuro con minerales principalmente máficos e intemperismo ligero café con minerales oxidados en la cara expuesta; textura fanerítica con minerales de anfíbol de hasta 2 cm de largo y 2 mm de ancho.

Microscópica: Abundantes anfíboles, principalmente hornblenda de forma acicular y de prisma; plagioclasas sódicas subordinadas a la hornblenda con un 80% de oligoclasa y un 20% de andesina; cuarzo muy escaso.

Clasificación: Roca intrusiva de diorita de hornblenda y posiblemente de hornblendita.



Figura 20. Lámina delgada D02-B de Diorita de Hornblenda.

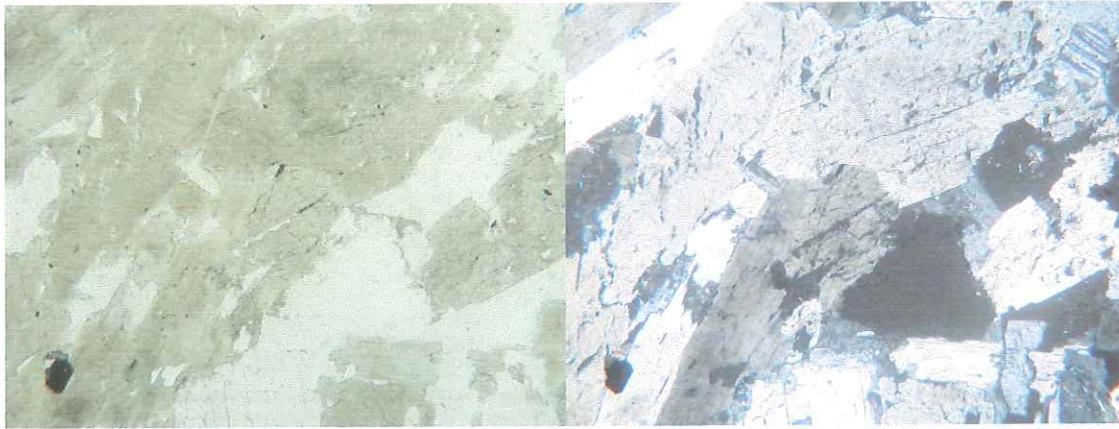


Figura 21. Lámina delgada D02-B de Diorita de Hornblenda vista al microscopio (50x) (derecha) y con nicoles cruzados (izquierda).

6.3.9. Muestra DO1-4: Costra polimetálica

Megascópica: Costra polimetálica con bandas milimétricas de posible variación composicional sobre sedimento fino, posiblemente limo.

Microscópica: Costra con abundante vidrio y óxidos; presencia de algunos minerales félsicos claros muy pequeños incluidos en la costra (no identificables).

Clasificación: Costra rica en metales de origen químico.



Figura 22. Lámina delgada D01-4 de Costra polimetálica (izquierda) y vista al microscopio (50x)(derecha).

6.3.10. Muestra DO2-04: Fosforita

Megascópica: Roca subangulosa a subredondeada afanítica con bandeamientos oscuros sobre color gris amarillento. Superficie lisa y fragmentos líticos de hasta 2 cm de diámetro.

Microscópica: Matriz de material arcilloso y detritos, principalmente cuarzo anguloso, cuarzo con cristalización secundaria y plagioclasas. Minerales pesados poco abundantes, incluyendo piroxenos y hornblendas aciculares. Fragmentos de roca volcánica, restos de foraminíferos biseriados y fragmentos de conchas. Precipitación de francolita rodeando cuarzos y arcillas de manera radiada con textura de corona. Cristales muy pequeños de apatita y hematita poco abundante.

Clasificación: Fosforita.



Figura 23. Lámina delgada D02-04 de Fosforita.

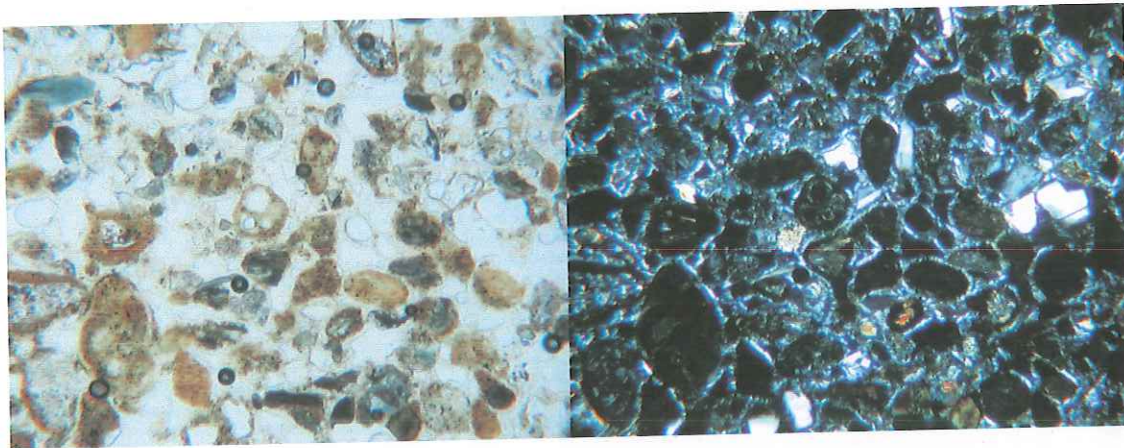


Figura 24. Lámina delgada D02-04 de Fosforita vista al microscopio (125x) (derecha) y con nicoles cruzados (izquierda).

6.4. Geoquímica

Se dragaron cuatro muestras muy parecidas de fosforita (Fig. 25). La DO2-04 mide 1.7 cm de ancho, con una superficie lisa y un recubrimiento ligero de óxidos. Es de un color café amarillento con bandeamientos de color amarillo claro y café oscuro (Fig. 26).



Figura 25. Muestras de fosforita obtenidas en DO2.



Figura 26. Fosforita DO2-04.

Se recolectaron seis muestras principales de costras polimetálicas y muchos pequeños fragmentos probablemente derivados de estos, todos muy parecidos. La costra DO2-07 está sobre roca sedimentaria de arena fina o lodo color gris claro (Fig. 27). Mide 4 a 5 cm de ancho y tiene en los 2 cm superiores laminaciones oscuras y claras. Le

sigue una banda de costra negra masiva intercalada por una banda angosta de sedimento claro y fino (Fig. 28).



Figura 27. Costra polimetálica DO2-07



Figura 28. Laminaciones en la costra polimetálica DO2-07

Las cuatro costras del primer dragado son más grandes pero menos anchas, de 2 a 4 cm, y con una superficie más porosa. Se encuentran sobre roca sedimentaria de color gris, probablemente limonita (Fig. 29). La muestra DO1-05 es únicamente de costra, sin roca base. Mide 3 cm de ancho con los 2 cm superiores de láminas café oscuro y amarillas intercaladas y una banda masiva color negro de 1cm en la base (Fig. 30 y 31).



Figura 29. Otras costras polimetálicas obtenidas en DO1



Figura 30. Costra polimetálica DO1-05



Figura 31. Laminaciones en la costra polimetálica DO1-05

Las costras polimetálicas estudiadas tienen un porcentaje de elementos y óxidos en general más parecido a las costras estudiadas previamente en la frontera oeste México-Estados Unidos y el resto del borde continental de Baja California que para costras del Océano Pacífico, Atlántico e Índico (Tabla V).

Tabla V. Abundancia de elementos en las costras y proporción de Fe/Mn en comparación al borde de la plataforma continental de California, el Océano Pacífico Sur lejano, el océano Pacífico, el océano Índico (Hein *et al.*, 2000) y la plataforma continental en la costa oeste de la frontera entre México y Estados Unidos (Hein *et al.*, 1987).

Elemento	Muestras		Borde California	Pacífico Sur Lejano	Océano Atlántico	Océano Índico	Frontera EUA-Mex
	DO2-07b	DO1-05b					
Fe/Mn	0.83	1.14	1.27	1	1.8	1.5	0.84
%							
Fe	19.41	24.44	21.41	17.6	22.9	20.2	16
Mn	23.43	21.52	16.8	17.6	12.7	13.5	19
Si	25.36	21.91	11.4	7.3	5.2	6.8	17
Na	1.79	1.51	2	0.85	1.3	1.8	-
Al	4.98	3.83	2.1	3.3	2.2	2.7	-
K	0.95	0.65	0.14	0.32	0.5	0.9	-
Mg	2	1.46	1.2	1.3	1.6	1.2	-
Ca	2.54	2.82	1.9	2.3	4	2.3	-
Ti	0.595	0.844	0.59	0.79	1	0.9	0.31
P	0.89	1.12	0.42	0.49	0.5	0.3	-
ppm							
Ni	3890	1630	3225	3585	2599	3025	3000
Cu	320	200	747	713	774	1518	400
Co	1240	6400	3006	4485	3515	3346	3000
Zn	530	270	686	777	587	512	-
Ba	2859	1749	4085	1190	1656	1494	-
Sr	1225	1551	1372	-	1371	1066	-
Ce	755	992	1167	696	-	-	-
Y	131	188	175	-	177	154	-
V	482	594	616	-	855	154	-
Pb	769	666	1322	1654	1133	1027	1500
Cr	40	30	33	24.35	26.3	33.9	-
As	241	249	273	889	312	158	-
Be	3	4	3.7	-	8.3	5.7	-
Sc	7	5	9.6	7.91	19	14.4	-
Ga	14	9	16.9	-	12.7	14.5	-
Ag	<0.5	<0.5	<0.2	<0.2	<4	<4	-
In	<0.2	<0.2	<0.5	<0.5	<0.6	<0.7	-
Sb	37.2	27.8	34.7	31.93	62.7	39.5	-
Hf	6.3	6.7	9.5	8.55	14.8	53.8	-
W	60	60	58.1	56.44	81.7	82	-
Tl	48.9	54.1	57.6	-	81.2	107	-
Bi	14.4	9.1	6.2	-	14.6	23.9	-
Th	22.9	25.3	27.9	21.2	54.2	60.2	-
U	7.8	11	8.2	9.53	11	10.3	-
Rb	19	9	20.3	-	14	-	-
Zr	305	393	662	-	701	722	-
Nb	25	40	41.5	-	54.4	48.6	-
Cs	0.8	<0.5	<2	1.8	<2	<2	-

La proporción de Mn:Fe:Co a su concentración es de 1.11:1.00:0.01 para la costra DO2-07b y de 0.88:1.00:0.03 en DO1-05b. La tasa de Ni, Cu y Mn en relación al Fe (Ni+Cu+Mn/Fe) es de 1.23 en en DO2-07b y de 0.913 en DO1-05b. La suma obtenida de Cu, Ni y Co es de 0.545% para DO2-07b y de 0.823 para DO1-05b.

La costra DO1-05b está más enriquecida en REE que la DO2-07b. En ambas costras existe un enriquecimiento de HREE respecto a LREE, una anomalía positiva notoria de Ce y ligeramente negativa de Eu (Tabla VI y VII; Fig. 32 y 33).

Tabla VI. Abundancia de elementos de tierras raras en costras polimetálicas y su estandarización con condrita recomendada (Boynton, 1984)

REE	DO2-07b		DO1-05b	
	ppm	Normalizado	ppm	Normalizado
La	148	477.419	218	703.226
Ce	755	934.406	992	1227.723
Pr	29.5	241.803	40.8	334.426
Nd	122	203.333	165	275.000
Sm	25.3	129.744	32.9	168.718
Eu	6.37	86.667	8.38	114.014
Gd	25.5	98.456	34.5	133.205
Tb	4.6	97.046	6	126.582
Dy	26.7	82.919	35.6	110.559
Ho	5.6	77.994	7.6	105.850
Er	16.5	78.571	23.3	110.952
Tm	2.47	76.235	3.51	108.333
Yb	16	76.555	22.6	108.134
Lu	2.4	74.534	3.29	102.174

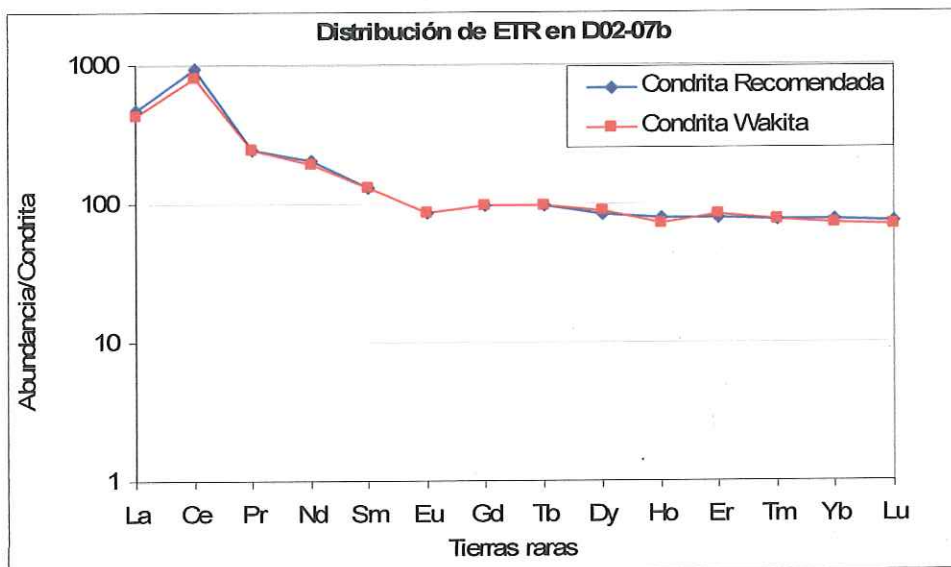


Figura 32. REE en la costa DO2-07b normalizadas con condrita recomendada (Boynton, 1984) y wakita en escala logarítmica (Rollinson, 1993).

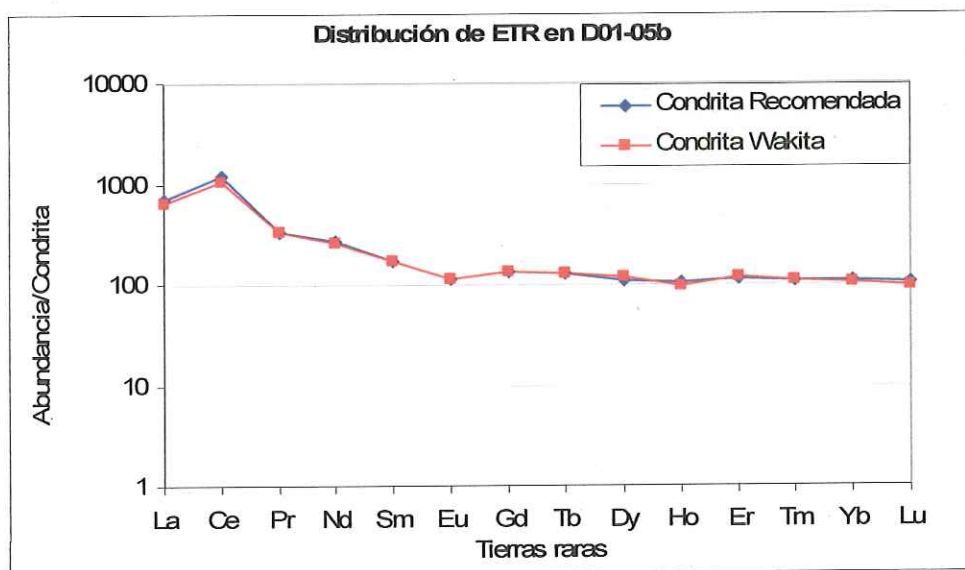


Figura 33. REE en la costa DO1-05b normalizadas con condrita recomendada (Boynton, 1984) y con wakita en escala logarítmica (Rollinson, 1993).

Tabla VII. Factor de enriquecimiento de HREE en las costras polimetálicas y anomalías de Ce y Eu.

Costra	La/Yb	Ce*	Eu*
DO2-07b	6.236	2.598	0.760
DO1-05b	6.503	2.366	0.755

La fosforita está compuesta principalmente por óxidos, los más abundantes son CaO y P₂O₅, seguido por Fe₂O₃, SiO₂ y Al₂O₃ (Tabla VIII).

Tabla VIII. Abundancia de óxidos (%) y de elementos (ppm) de la fosforita (DO2-04).

%		ppm		ppm	
SiO ₂	4.78	Sc	1	Y	29
Al ₂ O ₃	1.29	V	105	Zr	26
Fe ₂ O ₃	5.00	Cr	90	Nb	3
MgO	1.11	Ni	30	Sb	3.6
CaO	45.06	Cu	30	Ba	110
Na ₂ O	1.66	Zn	50	Hf	0.7
K ₂ O	0.38	Ga	3	Ti	0.9
TiO ₂	0.07	As	23	Pb	7
P ₂ O ₅	29.07	Rb	9	Th	1.7
MnO	0.02	Sr	2776	U	45.1

Los valores obtenidos de Cu, Cr y V entre P para DO2-04 son respectivamente de 1.03×10^{-4} , 3.09×10^{-4} y 3.61×10^{-4} . La fosforita tiene valores de REE entre 7.14 y 41.93ppm con una mayor abundancia de HREE que de LREE. Se obtienen valores muy semejantes de la normalización de REE con lutita (Tabla IX).

Tabla IX. Abundancia de REE en la fosforita en ppm y su estandarización con lutita recomendada y lutita NASC. 3 (Rollinston, 1993).

REE	DO2-04		
	ppm	Recomendada	NASC.3.
La	41.935	0.418	0.406
Ce	13.366	0.161	0.154
Pr	16.148	-	0.249
Nd	13.333	0.263	0.242
Sm	8.205	0.268	0.281
Eu	4.762	0.279	0.282
Gd	7.336	0.345	0.365
Tb	6.329	0.353	0.353
Dy	6.832	0.397	-
Ho	6.964	-	0.481
Er	8.095	0.519	0.500
Tm	7.716	-	0.500
Yb	7.177	0.482	0.484
Lu	7.143	0.504	0.479

La fosforita presenta un mayor enriquecimiento de elementos de tierras raras pesadas respecto a los ligeros, con una fuerte anomalía negativa de Ce (Fig. 34; Tabla X y XI).

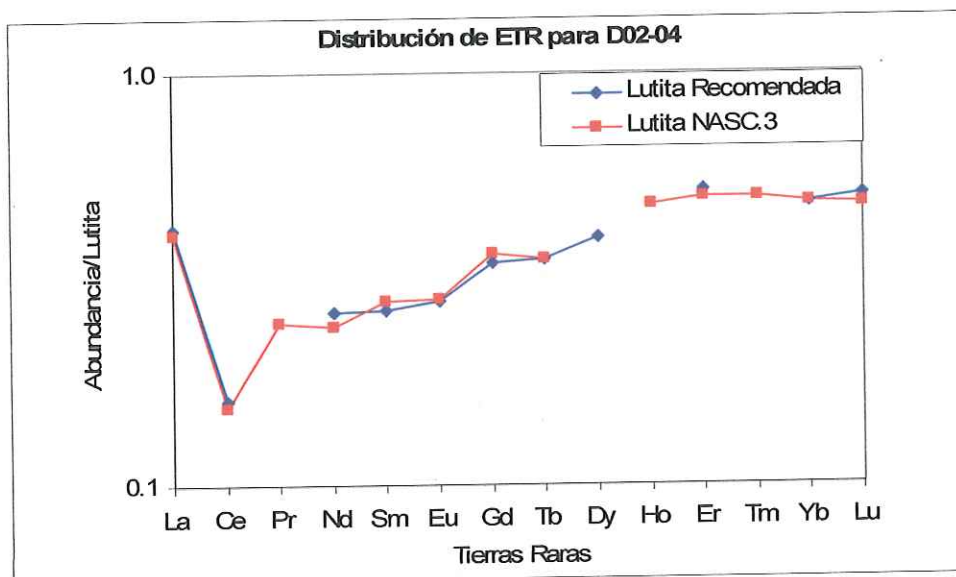


Figura 34. Distribución de REE en la fosforita normalizadas con lutita recomendada y con lutita NASC. 3 en escala logarítmica (Rollinson, 1993).

Tabla X. Factores de enriquecimiento de elementos de tierras raras pesadas respecto a tierras raras ligeras calculadas con diferentes elementos normalizados con lutita recomendada y lutita NASC. 3 (Rollinson, 1993) para la fosforita.

	La/Yb	Ho/Eu	Nd/Dy	Nd/La
Recom.	0.867	-	0.663	0.630
NASC.3.	0.840	1.703	-	0.597

Tabla XI. Anomalía de Ce y Eu para la fosforita calculada con lutita recomendada, lutita NASC. 3 (Rollinson, 1993) y mediante la fórmula de Elderfield y Greaves, 1982 (Daesslé, y Carriquiry, 1998).

REE	Lutita Recomendada	Lutita NASC.3	Elderfield y Greaves
Ce	-	0.4706	-0.287
Eu	0.9110	0.8738	-0.412

7. Discusiones

7.1. Petrología

Las muestras obtenidas del dragado en la Cuenca San Clemente son casi iguales a las obtenidas en 1960 por Krause al norte de la Cuenca Animal, ambas con andesitas con una cubierta fina de Fe-Mn, costras polimetálicas de aproximadamente 5 cm de ancho, conglomerados y rocas redondeadas. El sur de la Cuenca San Clemente y el norte de la Cuenca Animal son puntos muy cercanos y posiblemente parte de la misma estructura (Krause, 1969), por lo que es de esperarse que las muestras sean parecidas.

Entre las muestras obtenidas del dragado se encontraron andesitas (DO2-01 y DO2-02), las cuales pueden provenir del cinturón de plegamientos montañosos del Pacífico, ya que estos son muy cercanos al área de estudio y es donde predominan las andesitas (Williams *et al.*, 1955).

Probablemente la muestra DO2-02 de andesita y DO2-01 de andesita de piroxenos sean producto de la mezcla de magma primario de graneodiorita con magma basáltico (Turner y Verhoogen, 1960), donde este último puede provenir de la formación de la

cuenca durante el Mioceno (Legg, 1991), como las andesitas de piroxeno de “Cascade Range” en Oregon (Turner y Verhoogen, 1960). Del mismo dragado se obtuvieron muestras de granito (DO2-22) y diorita (DO2-21 y DO2-21), las cuales al igual que el granito de la península de Baja California pueden provenir del mismo tipo de magma pero con una diferenciación plutónica y de cristalización (Williams *et al.*, 1955). Sin embargo, las andesitas son típicas de zonas de vulcanismo producto de subducción (Melgarejo, 1997), por lo que es más probable que provengan del proceso de subducción del Oligoceno y del margen continental tipo andesítico de Norteamérica del Mesozoico y Terciario temprano (Teng y Gorsline, 1991), los cuales produjeron un vulcanismo de tipo calco-alcantino (Lonsdale, 1991).

Las andesitas son de origen continental (Turner y Verhoogen, 1960) por lo que no pueden estar directamente asociadas con la formación de la Cuenca San Clemente. La muestra DO2-01 no fue depositada en ambiente marino debido a que su textura no es spinifex y la plagioclasa no presenta alteración deutérica (Melgarejo, 1997). La muestra DO2-02 tampoco fue depositada en ambiente marino, debido a la textura que presenta y a que enfrió rápidamente en contacto con la atmósfera y sin que el magma haya permanecido mucho tiempo en la corteza, por lo que las plagioclasas son pequeñas y la disseminación de magnetita fina (Melgarejo, 1997). El recubrimiento de óxido de manganeso en las muestras andesíticas, el intemperismo, la alteración y lixiviación de plagioclasas y ferromagnesianos son indicadores de que las muestras han estado en el ambiente marino por mucho tiempo y han sufrido alteración deutérica.

Un criterio para clasificar los tipos de roca es su contenido de cuarzo, sin embargo las fronteras no son precisas (Williams *et al.*, 1955). La muestra DO2-22 de acuerdo a su cantidad de cuarzo puede ser tanto un granito de biotita como una cuarzomonzonita, que puede provenir del batolito Mesozoico de California o Baja California. En caso de que la roca no sea un granito sino una monzonita se asocia igualmente a cuerpos plutónicos, en especial del batolito de California, pero en los bordes de los mismos (Williams *et al.*, 1955; Turner y Verhoogen, 1960).

Las muestras DO2-21 y DO2-B de diorita y diorita de hornblenda respectivamente tampoco son de origen marino, sino que están asociados a intrusión de plutones e hibridación de magma de graneodiorita. Tienen la misma composición química que las andesitas pero enfrían lentamente dentro de la corteza (Williams *et al.*, 1955). No es extraño encontrarlas en la cuenca debido a que pudieron formarse del mismo magma que las andesitas pero dentro de la corteza o asociada a los plutones de granito que intruyeron en el margen Pacífico Cretácico de la península.

La Brecha sedimentaria cementada con calcita (DO2-16) pudo haberse formado dentro de la cuenca posiblemente en la base de los escarpes característicos de la cuenca o bien en la base de los escarpes de la falla ya que los fragmentos de rocas faneríticas son grandes y no están alterados, por lo que no tienen mucha evidencia de transporte y pudieron formarse en el mismo lugar. Posiblemente por flujos turbidíticos que son comunes en la Cuenca San Clemente (Lonsdale, 1979; Legg, 1991; Krause, 1969). El cementante de calcita pudo desarrollarse dentro de la cuenca por procesos hidrotermales muy ligeros, ya que si el fluido fuese más caliente o a mayor presión se hubieran

alterado los feldespatos y cuarzos. Las cuencas más al norte, como la Cuenca San Clemente tienen sedimentos más ricos en carbonatos, lo cual pudo ayudar a la cementación con calcita de la brecha (Krause, 1969). La muestra sedimentaria rica en líticos (DO2-A) también parece que se formó en la cuenca debido a que los fragmentos líticos y minerales son angulosos y subangulosos. Esta roca parece que se formó en ambiente marino depositacional debido a que su matriz es fina de limo, arena y con presencia de carbonato de calcio. La naturaleza del sedimento en esta roca coincide con los sedimentos más comunes para las cuencas de borde continental exterior, como lo es la Cuenca San Clemente, las cuales tienen predominantemente limo, seguido por arenas finas transportadas por viento y en las cuencas del norte mayor abundancia de carbonato (Krause, 1969).

La cuarcita puede haberse formado en un ambiente sujeto a procesos metamórficos. Lo más probable es que haya llegado a la cuenca después de su formación. La presencia de óxidos y epidota en la muestra indican que tuvo influencia de un flujo hidrotermal ligero (250°-300°C) (Lozano, 2003), seguramente una vez depositada en la Cuenca San Clemente.

Las muestras de rocas obtenidas, excepto por las costras de manganeso y fosforita, pertenecen a la plataforma continental. Esto se debe a que el basamento original sobre el cual se formó la cuenca es de plataforma continental tipo andesítico, producto de la subducción del Oligoceno, el cual también produjo intrusiones de granodiorita y granito (Teng y Gorsline, 1991). Al extenderse la cuenca durante el Mioceno (Nicholson *et al.*,

2003) se fracturó el basamento original, las muestras de andesita, granito y diorita son fragmentos de este basamento que cayeron en la cuenca.

No se recuperaron muestras de basaltos en ninguno de los dragados ni tampoco de otras rocas típicas de una ofiolita de formación de piso oceánico. A pesar de que en estudios previos ya se han dragado muestras de piso oceánico nuevo en la Cuenca San Clemente (Lonsdale, 1979; Crouch, 1981) no es común encontrar estas evidencias en las cuencas, ya que no todas llegaron a tener suficiente extensión como para producir piso oceánico. Además no se han realizado núcleos suficientemente profundos en ninguna cuenca del margen continental de California y Baja California como para descubrir directamente una secuencia ofiolítica (Lonsdale, 1991; Krause, 1969). Esto no significa que no exista como parte del basamento en la Cuenca San Clemente, sino que está a una mayor profundidad bajo el sedimento. El que no se hayan obtenido muestras de basalto puede deberse a que la draga se arrastró por el escarpe sólo lo suficiente para recoger los fragmentos de roca superficiales depositados sobre la cuenca, en lugar de arrancar la roca base de la cual está formada. En este caso las muestras analizadas en este estudio no son de la cuenca y provienen de otras zonas cercanas que se depositaron en la cuenca debido a movimientos tectónicos, flujos de gravedad o corrientes, acumulando material de origen continental por su cercanía con la costa. Para poder estudiar el origen y evolución de la cuenca es necesario obtener núcleos continuos de piso oceánico para observar la secuencia estratigráfica, obtener muestra de basamento y así poder definir que tipo de basamento conforma la cuenca.

7.2. Geoquímica

7.2.1. Costras de Polimetálicas

La Cuenca San Clemente llegó a ser un centro de extensión durante el Mioceno (Nicholson *et al.*, 2003; Legg, 1991). Muchas de las costras estudiadas previamente están asociadas a centros de dispersión oceánicas por lo que la presencia de costras Fe-Mn no resulta anormal, además de que ya se han encontrado otras costras en lugares cercanos, como la zona económica exclusiva de California, con una historia tectónica semejante (Hein *et al.*, 2000; Nicholson *et al.*, 2003). Puede esperarse que haya costras de manganeso alrededor de toda el área de estudio, ya que las condiciones oceanográficas que las forman son muy semejantes y se ha reportado presencia de costras en regiones muy próximas a la Cuenca San Clemente, tales como el norte de la Cuenca Animal (Daesslé y Fischer, 2001; Krause, 1969).

7.2.1.1. Espesor y Edad

Las costras que tienen más de 30 Ma se caracterizan por tener una capa inferior fosfatizada, masiva y densa, y una superior laminar (Hein *et al.*, 2000). Las costras estudiadas no están fosfatizadas y debido a ello lo más probable es que sean menores a 30 Ma (Hein *et al.*, 2000). Si se estima la edad de las costras en base a su espesor y de acuerdo a la tasa de crecimiento típico de costras hidrogenéticas (Hein *et al.*, 2000) estas deben de datar de 5-30 Ma. Es decir, del Oligoceno-Neógeno o más recientes. Estos períodos coinciden con el inicio de la extensión en el área de estudio, lo cual dio origen a la cuenca (Nicholson *et al.*, 2003). Lo más probable es que la formación de las costras

haya acompañado el proceso de formación de la cuenca. Sin embargo para poder definirlo sería necesario fechar las costras de forma precisa con isótopos, y no solo asumir tasas de crecimiento con base en la ausencia de fosfatización y espesor

Las costras obtenidas del dragado DO1 tienen un grosor (3 a 4 cm) que entra en el promedio de las costras del Pacífico (2 a 4 cm). La costra de DO2 es más ancha, de 5 cm, probablemente debido a que empezó a formarse antes, sufrió menos retrabajo o estuvo sujeta a menos sedimentación (Hein *et al.*, 2000). Al contrario de lo esperado (Hein *et al.*, 2000), la costra más profunda (DO2-07b) resultó ser más gruesa (5 cm) que la más somera (DO1-05b de 3 a 4 cm). Sin embargo, debido a que sólo se obtuvo una costra del segundo dragado y la diferencia es sólo de un centímetro no es confiable la comparación del grosor entre las costras de ambos dragados. Otra posibilidad es que la diferencia de profundidad no es suficiente para verse reflejada en el grosor o a que las condiciones oceanográficas son diferentes en cada zona dragada.

7.2.1.2. Composición

La razón entre Mn:Fe:Co obtenida en las costras analizadas de la Cuenca San Clemente es la esperada de acuerdo a las proporciones de estos elementos en el agua de mar. Las proporción de DO1-05B (0.88:1.00:0.03) está dentro de los intervalos típicos estudiados por Hein *et al.* (2000), mientras que en DO2-07B (1.21:1.00:0.01) la cantidad de Co en relación a Fe y Mn es baja. Esto puede deberse a errores de medición en el Co o a un empobrecimiento de este elemento en el agua de la zona.

Las costras obtenidas del dragado corresponden a profundidades típicas para su ocurrencia, de 826 m en DO2 y de 1400 m para DO1 entrando en el intervalo de profundidad (800-2200m) de las costras ricas en Co por formarse en la zona de mínimo oxígeno (Hein *et al.*, 2000), sin embargo tienen muy poco Co (Tabla V). Esto puede deberse a que el lugar de formación regional de estas costras tiene advección horizontal o alguna obstrucción a la surgencia alrededor del escarpe que lleve a una productividad elevada en aguas superficiales y una zona de mínimo oxígeno muy localizada debajo de estas (Cronan, 1992).

El Co en DO1-05b (0.64%) es ligeramente mayor al promedio mundial en costras (0.3-0.5%) (Hein *et al.*, 2000) pero sigue siendo bajo respecto las costras del Pacífico, en especial las más someras, donde Co=2% (Cronan, 1992).

Al analizar el Cu se obtuvo una mayor cantidad de Cu (Tabla V) en la muestra más somera (DO2-07b) que en la más profunda (DO1-05b), lo cual es contrario a lo esperado ya que el Cu tiende a aumentar con la profundidad (Cronan, 1992). Una forma más completa de analizar la relación del Cu con la profundidad es mediante la tasa de $(Co+Ni+Mn)/Fe$. La mayoría de las costras del Pacífico aumentan en Cu con la profundidad, mientras que la tasa $(Co+Ni+Mn)/Fe$ disminuye. Este es el caso de las dos costras estudiadas, por lo que su comportamiento respecto a la profundidad es igual al resto de las costras del Pacífico (Cronan, 1992).

Sin embargo en las costras el enriquecimiento de Co sí depende de la profundidad, donde la cantidad de Co aumenta conforme la profundidad de formación disminuye. Además, la tasa de Co, Ni y Mn entre Fe tiene una relación inversa con la profundidad,

en que Cu aumenta con la profundidad y el resto disminuye. En el Pacífico las costras con profundidades menores de 1500m tienen un promedio de 0.8% de Co y las más profundas están enriquecidas hasta en un 2% (Cronan, 1992).

Las concentraciones de Cu+Ni+Co de las costras estudiadas son muy bajas (0.54% en DO2-07b y 0.82 en DO1-05b) en comparación con otros depósitos que llegan a tener 1.9% de estos metales (Daesslé y Fischer, 2001). Probablemente los bajos contenidos de Ni y Co se relacionen con la localización de las costras que fueron obtenidas de latitudes medias en lugar de ecuatoriales, donde la concentración de estos elementos es mayor (Cronan, 1992). Las costras, excepto Co en DO2-07b y Ni en DO1-05b (Tabla V) que son mucho menores al promedio, tienen una composición igual al del promedio para costras en latitudes de los 25° a los 35°N (Cronan, 1992).

No se pudo observar una relación entre una disminución de elementos mangonofilicos y aumento de Fe, Cu y elementos detríticos al aumentar la profundidad. Esto probablemente se debe a que ambos dragados son muy próximos y por lo tanto sujetos a condiciones oceanográficas muy semejantes que no permiten una diferenciación clara respecto a su composición química, a pesar de ser de profundidades diferentes (Hein *et al.*, 2000).

El porcentaje de Si y Al (Tabla V) es mayor al promedio presente en costras del resto de los océanos, lo cual implica un fuerte aporte detrítico relacionado con su cercanía con la costa. Este aporte detrítico puede ser el responsable del bajo contenido de metales como Ni, Cu y Pb (Tabla V) ya que se ven diluidos por el Si y Al. Este

mismo fenómeno ha sido observado en otras costras muy cercanas al área de estudio, en el margen continental oeste de Estados Unidos (Hein *et al.*, 1987).

Las costras obtenidas tienen concentraciones de Ba ligeramente mayores que las del resto de los océanos, aunque son mucho menores que las reportadas previamente para el Borde Continental de California (Tabla V), las cuales debido a las surgencias intensas y alta bioproductividad de la zona acumulan casi el doble de Ba (Hein *et al.*, 2000). Es probable que las costras de la cuenca sí tengan un mayor aporte de Ba debido a la alta productividad de la zona (López-Castillo, 1994) pero no directamente de surgencias intensas. También es posible que alta cantidad de Ba haya sido incorporado de depósitos de Ba acumulados por fluidos hidrotermales de baja temperatura, los cuales son muy abundantes en la Cuenca San Clemente por lo que el agua está mucho más enriquecida que en otras cuencas (Torres *et al.*, 2003).

Otra evidencia de la influencia de alta productividad en las costras es el P_2O_5 abundante en comparación a costras de otras zonas, e incluso mayor que en otras costras del Borde Continental de California (Tabla V).

Las costras estudiadas tienen valores de Mn intermedio de acuerdo a otras costras del Pacífico estudiadas previamente, mientras que los valores de Fe son mayores que los normales de 19.41% en D02-07b y de 24.44% en DO1-05b (Cronan, 1992). Sin embargo, comparadas con costras de otros océanos e incluso del borde continental de California (Tabla V) las costras tienen valores altos de Mn (Hein *et al.*, 2000). Esto puede deberse a su profundidad de formación, que se encuentra dentro o muy cercana a

la zona de mínimo oxígeno, donde hay el máximo de Mn disuelto en el agua (Cronan, 1992).

7.2.1.3. Origen

Tanto los valores de Fe como de Mn de las muestras fueron un poco mayores a los obtenidos por otros estudios (Hein *et al.*, 1987) para costras muy cercanas (Tabla V). La muestra DO2-07b tiene una tasa Fe/Mn casi igual (0.83) a la obtenida en otras muestras del margen continental fronterizo (0.84)(Hein *et al.*, 1987), por lo que probablemente tienen un origen parecido y se formaron bajo las mismas condiciones.

De acuerdo a los valores de Fe/Mn las costras de la Cuenca San Clemente son de origen hidrogenético. Esta proporción tanto en DO1-05b (1.14) como en DO2-07b (0.83) está dentro de los valores típicos para costras hidrogenéticas (0.4-1.2). La proporción de DO1-05b es muy semejante a la encontrada en otras costras del borde continental de California y en el Pacífico (Hein *et al.*, 2000), mientras que la de DO2-07b es muy parecida a la costra estudiada por Hein (1987) en la frontera oeste EUA-México, es decir, ambos valores coinciden con otros encontrados previamente en costras de la zona.

Es poco probable que la razón de Fe/Mn de 1.14 se deba a influencia hidrotermal, ya que los valores típicos de costras con influencia hidrotermal o de margen continental (1.3-1.8) son más altos que 1.14 (Hein *et al.*, 2000).

7.2.1.4. Elementos de Tierras Raras

La determinación del origen de las costras por medio de la proporción Fe/Mn no es muy precisa, ya que no se distingue entre origen mixto hidrotermal y de margen continental. Para determinar el origen de la costra se recurre al análisis de anomalías REE, principalmente de Ce y Eu. Las costras de la Cuenca San Clemente están enriquecidas de REE. La costra más profunda (DO1-05b) de 1400m tiene mayor abundancia de REE que la costra DO2-07b de 826m (Tabla VI), esto de acuerdo también a las observaciones hechas por Hein *et al.* (2000).

Para poder conocer el enriquecimiento REE su concentración se normalizó con respecto a las concentraciones de REE en un meteorito tipo condrita (Boynnton, 1984). Las costras obtenidas de ambos dragados son de origen hidrogenético según la distribución de REE normalizadas (Fig. 32 y 33; Tabla VI) ya que presentan una anomalía positiva de Ce de 2.59 y 2.36 (Tabla VII y Fig. 32 y 33) y una distribución típica de costras hidrogenéticas en el resto de los REE. Esto se debe a que las costras hidrogenéticas se forman lentamente permitiendo que se oxide el Ce (IV) y sea precipitado por los oxihidróxidos de Fe de las costras a partir del agua de mar (Hein *et al.*, 2000).

Se puede observar una gran semejanza entre la distribución de REE normalizados en costras hidrogenéticas de Johnston Island, Marshall Island y principalmente del borde de California (Hein *et al.*, 2000) con las obtenidas para las costras de la Cuenca San Clemente. Incluso coinciden con una ligera anomalía negativa de Eu de 0.75 (Fig. 32 y 33; Tabla VII). En el caso de las costras formadas a partir de fluidos hidrotermales,

comúnmente se observa una anomalía positiva de Eu (>1) debido a que el Eu se incorpora en ambientes reductores. Debido a la rápida disolución por el agua de mar el enriquecimiento de Eu comúnmente sólo puede ocurrir cerca de la fuente hidrotermal (Mills *et al.*, 2000). En el caso de la Cuenca San Clemente las costras se formaron aparentemente en un ambiente sin influencia hidrotermal, antes de que iniciara la actividad hidrotermal a lo largo de la falla San Clemente (Lonsdale, 1979), ya que no hay indicios de flujo hidrotermal en la geoquímica de las costras polimetálicas.

7.2.2. Fosforitas

El área de estudio, de donde se obtuvo la muestra de fosforita se encuentra dentro de la provincia fosfática del margen de California y Baja California, dentro de la cual ya se han encontrado otras fosforitas previamente (Rowland, 1985; Daessé y Fischer, 2001).

La fosforita obtenida tiene 29.1% de P_2O_5 , es decir, está muy enriquecida en P respecto al sedimento marino y puede considerarse una fosforita de alta ley (Bentor, 1980). La alta cantidad de fósforo puede deberse a que se formaron en una zona con surgencias frecuentes y alta productividad, aumentando con ello la cantidad de fósforo disponible en el agua de mar y el agua intersticial. Estas condiciones para el área de estudio se dieron típicamente en el Mioceno (Teng y Gorsline, 1991), aunque sigue siendo una zona productiva y con surgencias hasta la fecha.

7.2.2.1. Composición

La fosforita estudiada tiene una gran cantidad de óxidos de Fe (1.29%) y Al (5%) (Tabla VIII), al compararse con otras fosforitas como las de la formación San Gregorio en B.C.S. con valores de 0.5% y 0.9% respectivamente (Piper, 1991). Debido a que el Fe y Al provienen de detritos (Piper, 1991), la gran abundancia de ellos en la muestra puede deberse a partículas terrígenas. En el caso del Fe, es probable que éste ocurra también como oxihidróxido de Fe diagenético, capaz de secuestrar P de la columna de agua y agua intersticial durante el proceso de fosfatización (Cronan, 1992).

La alta concentración de Cu (30ppm) y V (105ppm) en comparación con las fosforitas de la formación San Gregorio (11 - 27ppm de Cu y 99ppm de V; Piper, 1991) y el resto de los depósitos ricos en fósforo de Baja California (Daesslé *et al.*, 1991), puede ser un indicador de la formación de la fosforita en condiciones subóxicas, que permitieron la acumulación de este metal a un mayor aporte biogénico (principalmente de Cu) por una alta productividad. La razón de V/P, de 0.361×10^{-3} es similar a la reportada por Collier (1984) de 0.4×10^{-3} , lo cual indica que no todo el V presente proviene del plancton y que debe tener una fuente adicional a la biogénica. La fuente más probable es el agua de mar en la ZMO donde el V pudo haber sido reducido a VO^{2+} (Piper, 1991). La concentración de Cr (90ppm) relativamente baja si se compara a otras fosforitas de la península de Baja California (Daesslé *et al.*, 2000; Piper, 1991), pudiendo deberse a una pérdida del metal por intemperismo, enterramiento o a que las condiciones de formación no fueron suficientemente anóxicas para retener más Cr.

Al comparar las concentraciones de los óxidos mayores de la fosforita de la Cuenca San Clemente (Tabla VIII) con las del depósito de formación San Gregorio, se observa que excepto por las concentraciones de MgO y MnO la composición de las muestras de la formación San Gregorio (Piper, 1991) y la fosforita de la Cuenca San Clemente no son parecidas, lo cual puede deberse a que se formaron bajo condiciones diferentes.

7.2.2.2. Elementos de Tierras Raras

La diferencia composicional entre la fosforita de la Cuenca San Clemente, el depósito de formación San Gregorio y otros yacimientos de la península de Baja California también puede observarse en la gráfica de REE normalizados con lutita (Fig. 34). Aunque ambas distribuciones normalizadas de REE tienen una significativa anomalía negativa de Ce (lo cual indica su precipitación a partir de agua de mar), la muestra DO2-04 muestra un mayor enriquecimiento de REE pesadas (con mayor número atómico) al compararse con la fosforita de la formación San Gregorio (Piper, 1991). El enriquecimiento expresado mediante la razón de Ho/Eu es de 1.7 en la fosforita de la Cuenca San Clemente (Tabla X) y de sólo 0.5-1.3 en las muestras de la Formación San Gregorio. Este enriquecimiento de REE pesados puede deberse a que la fosforita de la Cuenca San Clemente estuvo sujeta a un intemperismo mayor que las muestras de San Gregorio, (McArthur y Walsh, 1984), probablemente bajo condiciones ácidas que remueven preferencialmente los REE ligeros (Fleet, 1984).

Las concentraciones de REE y el enriquecimiento de REE pesados se calcularon también con Nd/Dy para poder comparar con fosforitas estudiadas por Daesslé y

Carriquiry (1998). El enriquecimiento de REE pesados ($Nd/Dy = 0.66$ y $Nd/La = 0.63$) es similar al del depósito fosfático de Bahía Vizcaíno, B.C. ($Nd/Dy = 0.63 - 0.72$), San Juan de la Costa, El Tesoro, La Purísima y Arroyo San Gregorio, B.C.S. (donde $Nd/La = 0.68-0.79$; Daesslé, 2000). La anomalía negativa de Ce (-0.47), indica que la fosforita se formó directamente a partir de agua de mar, con influencia de agua oceánica, misma que presenta esta significativa anomalía al compararse con agua de plataforma continental o más somera (Piper, 1991). Esto se ve reflejado en la semejanza de los valores de anomalía de Ce = 0.47 con los de San Juan de la Costa, El Tesoro, La Purísima y Arroyo San Gregorio, B.C.S. formadas en plataforma abierta (0.42 – 0.99; Daesslé, 2000) y a la Formación San Gregorio (0.46; Piper, 1991). Además la fosforita tiene un valor más negativo de Ce que las fosforitas de de formación El Cien (0.37; McArthur y Walsh, 1984) o de Florida (0.24) y Marruecos (0.44) que son de plataforma continental relativamente somera. La anomalía de Ce (-0.29) calculada con la fórmula de Eldefield y Greaves es muy parecida a la del depósito de Bahía Vizcaíno (-0.21). La fosforita de la Cuenca San Clemente parece haberse formado en plataforma continental poco profunda con influencia de agua oceánica, al igual que el depósito de Bahía Vizcaíno, San Juan de la Costa, El Tesoro, La Purísima y San Gregorio debido a la semejanza de Nd/Dy o Nd/La y la anomalía de Ce respecto a la fosforita DO2-04. La fosforita obtenida tiene valores de U ligeramente inferiores a los más comunes (50-150ppm), de 45.5ppm (Bentor, 1980).

7.2.2.3. Formación

Los datos geoquímicos para la fosforita de la Cuenca San Clemente indican que ésta se formó en un ambiente de intensa productividad primaria, bajo la influencia de aguas oceánicas en una zona de plataforma continental abierta y probablemente en contacto con los márgenes de la zona de mínimo oxígeno. También es probable que, como en Perú, haya habido una alta tasa de sedimentación durante la formación de la fosforita debido a la actividad tectónica y a su cercanía con la costa (Piper, 1991). Estas condiciones ocurrieron en la Cuenca San Clemente durante el Mioceno temprano, cuando la cuenca empezaba a formarse, el nivel medio del mar era bajo, apenas estaba empezando a subir por lo que no todo el borde continental actual estaba sumergido, de hecho sólo las cuencas del borde externo se encontraban bajo agua (Teng y Gorsline, 1991). Es decir, la costa se encontraba más cerca de la Cuenca San Clemente lo que puede explicar el alto aporte de detritos y una mayor influencia de las surgencias. La edad de las fosforitas asociadas con surgencias se puede correlacionar con los sedimentos diatomáceos de la Formación Rosarito Beach, los cuales están reportados con una edad más joven que 16.1 ± 2.1 Ma (Gastil *et al.*, 1975). Además el Mioceno fue una época de formación extensiva de fosforitas en la península de Baja California (Piper, 1991; Daesslé y Carriquiry, 1998) y gran productividad en la zona (Teng y Gorsline, 1991; Krause, 1969), contribuyendo con ello a la producción de fosfato biogénico para la génesis de fosforitas. Al final del Mioceno la actividad tectónica migró hacia el continente y el margen continental estuvo sujeto a una subsidencia como resultado del decaimiento térmico (Teng y Gorsline, 1991).

8. Conclusiones

La Cuenca San Clemente se formó sobre la plataforma continental de California y Baja California con un basamento de tipo andesítico de andesitas y granodioritas, debido a una extensión oblicua en la zona, lo que se interpreta que pertenece a una zona de rift fallida. Rocas pertenecientes a este basamento se depositaron dentro de la cuenca. Asimismo se formaron rocas sedimentarias dentro de la cuenca a partir de la sedimentación de material terrígeno por transportes de gravedad. Tanto las rocas ígneas como las sedimentarias estuvieron sujetas a alteración diagenética por fluidos hidrotermales de baja temperatura.

Las costras polimetálicas y fosforitas se formaron acompañando la evolución de la cuenca: Las fosforitas se formaron probablemente durante el Mioceno Temprano, cuando la cuenca no era tan profunda y se encontraba más sobre la plataforma externa con influencia de agua oceánica y de surgencias. Las costras polimetálicas se formaron bajo condiciones muy similares, como lo son cercanía con la costa e influencia de alta bioproductividad. Las costras son de origen hidrogenético sin influencia hidrotermal, por lo que su formación probablemente no se asocia directamente con el hidrotermalismo reportado para la falla San Clemente.

9. Referencias

- Álvarez-Santamaría, L. (1994). Caracterización de masas de agua y zonas de surgencias en la costa noroccidental de Baja California, mayo (1990). Tesis de licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California. 70pp.
- Baar, H.J.W., Bacon, M.P., Brewer, P.G. and Bruland, W.K. (1985). Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 49: 1943-1959.
- Bentor, Y.K. (1980). Phosphorites: the unsolved problems. *SEPM Special Publication*, 29: 3-18.
- Boynton, V.W. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: P. Henderson (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 64-114.
- Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz, L.E., Ruiz-Ramírez and Santiago-Pérez, P. (1989). Investigations of phosphorite deposits in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Marine Mining*, 8:317-323.
- Collier, R.W. (1984). Particulate and dissolved vanadium in the North Pacific Ocean. *Nature*, 309: 441-444.

Cronan, D.S. (1980). Underwater minerals. Academic press. USA, 362 pp.

Cronan, D.S. (1992). Marine minerals in exclusive economic zones. Chapman and Hall. Great Britain. 209pp.

Crouch, J.K. (1981). Northwest margin of the California Continental Borderland: marine geology and tectonic evolution. AAPG Bulletin, 65: 191-218.

Daesslé, L.W. and Carriquiry, J.D. (1998). Sedimentology and rare earth element geochemistry of phosphatic sediments from Sebastián Vizcaíno Bay, Baja California, Mexico. Marine Georesources and geotechnology, 16: 3-21.

Daesslé, L.W. (2000). Estudio de geoquímica de sedimentos fosfáticos y fosforitas en la Península de Baja California. 1er congreso de responsables de proyectos de investigación de geociencias y del medio ambiente. CONACYT, Morelia, Michoacán.

Daesslé, L.W., Carriquiry, J.D., Navarro, R. and Villaescusa-Celaya, K.A. (2000). Geochemistry of superficial sediments in Vizcaíno Bay, Baja California. Journal of Coastal Research, 16(4): 1133-1145.

Daesslé, L.W. and Fischer, D.W. (2001). Marine minerals in the Mexican Pacific: toward efficient resource management. Marine Georesources and Geotechnology, 19: 197-206.

Dana y Hurlbut S.C. (1972). Manual de Mineralogía. 2da edición. Editorial Reverté. España, 600pp.

D' Anglejan, B.F. (1967). Origin of marine phosphorites of Baja California, Mexico. Marine Geology, 5: 15-44.

DeBaar H.J.W., German, C.R., Elderfield, H. and van Gaans. (1988). Rare earth element distribution in anoxic waters of the Cariaco Trench. Geochim. Cosmochim. Acta, 52: 1203-1219.

Earny, F.C.F. (1990). Marine Mineral Resources. Ocean Management and Policy Series. London.

Elderfield, H. and Greaves, J.M. (1982). The rare earth elements in seawater. Nature, 296: 214-219

Emery, K.O. (1948). Submarine Geology of the Ranger Bank, Mexico. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 32(5): 790-805

Emery, K.O. and Shepard, F.P. (1945). Lithology of the sea floor off southern California. Bulletin of the Geological Society of America, 56: 431-478.

Fleet, A.J. (1984). Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. En P. Henderson (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 343-373.

Gastil, R.G., Phillips, R.P. and Allison, E.C. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geol. Soc. Amer. Mem. 140: 1-70.

Hein, R.J., Morgenson, A.L., Clague, A.D. and Koski, A.R. (1987). Cobalt-rich ferromanganese crusts from the exclusive economic zone of the united states and nodules from the oceanic pacific. En W.D. Scholl, A. Grantz, and G.J. Vedder (eds.), Earth science series, Vol.6: Geology and resource potential of the continental margin of western north America and adjacent ocean basins, Beaufort sea to Baja California. Circum-Pacific council for energy and mineral resources editors. USA, pp. 753-771.

Hein, R.J., Koschinsky, A., Bau, M., Manhein, T.F., Kang, J.K. and Roberts, L. (2000). Cobalt-Rich ferromanganese crusts in the Pacific. En S.D. Cronan (ed.), Handbook of marine mineral deposits. Marine Science Series. USA, pp. 239-272.

Jarvis, E.K. (1997). Inductively cupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS). En R. Gill (ed), Modern analytical geochemistry. Longman. England, pp.171-187.

Jenkyns, H.C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc.*, 137: 171-188.

Krajewski, K.P., Van Capellán, P., Trichet, J., Kuhn, O., Lucas, J., Martín-Algarra, A., Prevot, L., Tewari V.C., Gaspar, L., Knight, R.I. and Lamboy, M. (1994). Biological processes and apatite formation in sedimentary environments. *Eclogae Geologica Helvetica*, 87: 701-745.

Krause, C.D. (1964). Lithology and Sedimentation in the Southern Continental Borderland. En R.L. Miller (ed.), *Papers in Marine Geology Shepard Commemorative Volume*. Macmillan Company. New York, 531pp.

Legg, M.R., White, S., Macdonald, K., Goldfinger, C., Wong-Ortega, V., Ledesma-Vasquez, J. and Nicholson, C. (2003). Evolution of Continental Rifting to Seafloor Spreading: The South San Clemente Rift, California Continental Borderland. No publicado, 1pp.

Legg, M.R. (1991). Sea Beam Evidence of Recent Tectonic Activity in the California Continental Borderland. En J. Dauphin and B. Simoneit (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, The American Association of Petroleum Geologists, pp. 179-196.

Legg, M.R. (1980). Seismicity and tectonics of the inner continental borderland of southern California and northern Baja California, Mexico. Masters Thesis. San Diego, University of California, 107 pp.

Lonsdale, P. (1979). A deep-sea hydrothermal site on a strike-slip fault. *Nature*, 281: 531–534.

Lonsdale, P. and Becker, K. (1985). Hydrothermal plumes, hot springs, and conductive heat flow in the Southern Trough of Guaymas Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 73: 211–225.

Lonsdale, P. (1991). Structural Patterns of the Pacific Floor Offshore of Peninsular California. En J. Dauphin and B. Simoneit (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, The American Association of Petroleum Geologists, pp. 87-125.

López-Castillo, G. (1994). Condiciones de surgencia costera y masas de agua al noroeste de Baja California, México. Tesis de licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California, 58pp.

Lozano, R.P. *et al.*, 2003. Fluidos asociados a epidota, clorita y cuarzo de las pegmatitas del plutón de La Cabrera (Sistema Central Español). Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. UCM. Madrid.

<http://www.igme.es/internet/museo/investigacion/mineralogia/invesmine/epidota.htm>

Lyle, M., Koizumi, L., Richter, C., Moore, T.C. *et al.* (1997). Proc. ODP, Initial Results. College Station TX (Ocean Drilling Program), 167: 85-127.

McArthur, J.M. and Walsh, J.N. (1984). Rare earth geochemistry of phosphorites. Chemical Geology, 47: 191-220.

Melgarejo, J.C. (ed.). 1997. Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Ediciones de la Universitat de Barcelona. España, 1076pp.

Mills, A.R., Wells, M.D. and Roberts, S. (2000). Genesis of ferromanganese crusts from the TAG hydrothermal field. Chemical Geology, 176: 285-293.

Nicholson, C., Gans, P., Oskin, M., Okaya, D., Orcutt, D., Miller, K., Magistrale, H., Diebold, J., Brink, U., Fuis, G., Normark W., Jordan, T., Legg, M., Fletcher, J., Gonzalez-Fernandez, A., Gonzalez-Garcia, J., Wong-Ortega, V., Ledesma-Vásquez, J., García-Gutierrez, C. (2003). Oblique Extension and Tectonic Evolution of the California Continental Borderland. A Pre-Proposal Submitted to the Continental Dynamics Program. National Science Foundation. No publicado, 4pp.

Normark, W.R., Spencer, J.E. and Ingle Jr., J.C. (1987). Geology and Neogene history of the Pacific continental margin of Baja California Sur, Mexico. In: A. Scholl, Grantz, and J.D. Vedder (eds.), Geology and resource potential of the continental margin of western North America. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. E.S.S, 6: 449-472.

Piper, D.Z. (1991). Geochemistry of Tertiary sedimentary phosphate deposit: Baja California Sur, México. Chemical Geology, 92: 283-361.

Rendón-Márquez, G. (1995). Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del Cicese. Cicese. México, B.C., 32pp.

Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Prentice Hall. Singapore, 354pp.

Rowland, T.J. (1985). Non energy marine mineral resources of the world oceans. Marine Technology Society Journal, 19(4): 6-17.

Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C. y Scholle, P.A. (1987). The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, 1. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In: J. Brooks and A.J. Fleet (eds.), Marine Petroleum Source Rocks. Spec. Publ. Geol. Soc., London, Bo., 26: 371-399.

Sen, G. (2001). Earth's Minerals: minerals and rocks. Prentice Hall. USA, 542pp.

Schuffert, J.D., Jahnke, R.A., Kastner, M., Leather, J., Sturz, A. and Eing, M.R. (1994). Rates of formation of modern phosphorite off western Mexico. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58: 5001-5010.

Shumway, A.G. (1953). Rafted pebbles from the deep ocean off Baja California. Journal of Sedimentary Petrology, 23(1): 24-33.

Stein, S.R. (2005). Earthquake conversations. Scientific American, special edition, 55 (2): 82-89.

Teng, S.L. and Gorsline, S.D. (1991). Stratigraphic Framework of the Continental Borderland Basins, Southern California. In: J. Dauphin and B. Simoneit (eds.), Gulf and Peninsular Province of the Californias. The American Association of Petroleum Geologists, pp. 127-143.

Torres, E.M., McManus, J. and Huh, C.A. (2002). Fluid seepage along the San Clemente Fault scarp: basin-wide impact on barium cycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 181-194.

Turcotte, D.L. and Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. 2da edición. Cambridge University Press. USA, 456pp.

Turner, J.F. and Vehoogen, V.J. (1960). *Igneous and metamorphic petrology*. Mc Graw-Hill Book Company. USA, 694pp.

Vedder, J.G. *et al.* (1974). Preliminary report of the geology of the continental borderland of southern California: U.S. Geol. Survey Misc. Fields Studies Map MF-624, 34, pp. 9.

Vedder, J.G. and Howell, D.G. (1976). Review of the distribution and tectonic implications of Miocene debris from the Catalina Schist, California Continental Borderland and adjacent coastal areas. In: D.G. Howell (ed.), Aspects of the geologic history of the California Continental Borderland. AAPG, Pacific Section, Miscellaneous Publication, 24: 326-342.

Vedder, J.G., Beyer, L.A., Junger, Arne, Moore, G.W., Roberts, A.E., Taylor, J.C., and Wagner, H.C. (1974). Preliminary report on the geology of the Continental Borderland of southern California. U.S.G.S., Misc. Field Studies Map MF-624, Scale 1:500,000.

Williams, H., Turner, J.F. and Gilbert, M.C. (1955). Petrography: an introduction to the study of rocks in thin sections. W. H. Freeman and Company. USA, 406pp.

Woodring, W.P., M.N. Bramlette and W.S. Kew. (1946). Geology and paleontology of Palos Verdes Hills, California. USG Professional Paper, pp. 207-145.

Yerkes, R.F., T.H., McCulloch, J.E. Schoellhamer and J.G. Vedder. (1965). Geology of the Los Angeles Basin, California. USGS Professional Paper 420-A, 57pp.