



03066
2.
2-aj

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGIA
UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y DE
POSGRADO DEL COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES

**Proyecto Académico Especialización, Maestría
y Doctorado en Ciencias del Mar**

**ESTUDIO DE SEDIMENTOS
FOSFATADOS EN EL GOLFO DE
TEHUANTEPEC, MÉXICO.**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DEL MAR
(ESPECIALIDAD OCEANOGRAFIA GEOLOGICA)
P R E S E N T A :
EDUARDO ALFREDO MORALES DE LA GARZA

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

1990



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE GENERAL

	pág.
INDICE GENERAL	i
INDICE DE FIGURAS Y LAMINAS	ii
INDICE DE TABLAS	iv
RESUMEN	1
CAPITULO I. INTRODUCCION	2
Generalidades	2
Descripción	3
Mineralogía	4
Química	6
Ocurrencia y Asociaciones	7
Efecto de surgencias	8
Antecedentes	11
Justificación	13
Objetivos	14
CAPITULO II. AREA DE ESTUDIO	16
Ubicación	16
Clima	16
Vientos, corrientes y surgencias	18
Hidrografía	22
Fisiografía	24
Biología Regional	28
CAPITULO III. METODOLOGIA	33
CAPITULO IV. ANALISIS GEOMORFOLOGICO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC	38
CAPITULO V. ANALISIS SEDIMENTOLOGICO	49
Análisis Textural	49
Análisis Composicional	55
CAPITULO VI. SEDIMENTOS FOSFATADOS	59
CAPITULO VII. CONCLUSIONES	77
BIBLIOGRAFIA.	81
AGRADECIMIENTOS.	113

INDICE DE FIGURAS Y LAMINAS

	pág.
FIGURA 1.1. Distribución mundial de las fosforitas marinas y su asociación con las corrientes de surgencias (Kennet, 1982).	3
FIGURA 2.1. Localización del área de estudio	17
FIGURA 2.2. Situación isobarica típica, en la que se producen los fuertes vientos en el Golfo de México y Golfo de Tehuantepec en el invierno (Roden, 1961)	19
FIGURA 2.3. Dirección y velocidad media de las corrientes de deriva en invierno (a) y verano (b) (Roden, 1961)	19
FIGURA 2.4. Zona de surgencias determinadas por imágenes térmicas infrarojas por medio de satélites (Stumpf y Legeckis, 1977)	21
FIGURA 2.5. Provincias fisiográficas que enmarcan al área de estudio (modificado de Alvarez, 1962)	25
FIGURA 2.6. Plano geológico del área de estudio (tomado del Inst. Geol., UNAM en Montoya y Vega, 1989)	26
FIGURA 3.1. Localización de estaciones de las campañas oceanográficas MIMAR III y MIMAR IV	34
FIGURA 4.1. Placas tectónicas en el sureste de México	38
FIGURA 4.2. Sección batimétrica del Golfo de Tehuantepec y Trinchera Mesoamericana (modificada de Fisher, 1961)	39
FIGURA 4.3. Mapa batimétrico del Golfo de Tehuantepec	41
FIGURA 4.4. Perfiles batimétricos del Golfo de Tehuantepec	42
FIGURA 4.5. Perfiles batimétricos, obtenidos de ecogramas donde se observan fracturamientos (tomado de Carranza-Edwards, 1987)	44
FIGURA 4.6. Secuencia de eventos inferidos que dan origen al Golfo de Tehuantepec (Pedrazzini et al., 1982)	47
FIGURA 5.1. Clasificación textural de los sedimentos superficiales del Golfo de Tehuantepec (según la clasificación de Folk, 1969)	51
FIGURA 5.2. Mapa de distribución de los diferentes tipos de sedimentos en el Golfo de Tehuantepec	52
FIGURA 6.1. Ciclo del fósforo (Pettijhon, 1975)	62
FIGURA 6.2. Relación porcentual terrígenos/biógenos y contenido de P ₂ O ₅ en sedimentos del Golfo de Tehuantepec	65

	pág.
FIGURA 6.3. Mapa de distribución de P_2O_5 (%) en los sedimentos del Golfo de Tehuantepec (tomado de Carranza-Edwards et al., 1989)	67
FIGURA 6.4. Mapa de distribución de oxígeno disuelto en aguas del fondo del Golfo de Tehuantepec (modificado de Carranza-Edwards et al., 1989)	71
FIGURA 6.5. Relación profundidad vs. pH en sedimentos superficiales (Carranza-Edwards, 1989)	73
FIGURA 6.6. Relación profundidad vs. Eh en sedimentos superficiales (Carranza-Edwards, 1989)	73
FIGURA 6.7. Relación pH vs. Eh en sedimentos superficiales (Carranza-Edwards, 1989)	73
L A M I N A I. Diferentes componentes biogenicos reemplazados por P_2O_5 , contenidos en los sedimentos del Golfo de Tehuantepec.	68
L A M I N A II. Análisis petrográfico de nodulos de P_2O_5 en sedimentos del Golfo de Tehuantepec.	74

INDICE DE TABLAS
 (SE ENCUENTRAN EN LA PARTE FINAL DEL TEXTO)

	pág.
TABLA 1. Componentes mayores de fosforitas en varias localidades submarinas (Cronan, 1980)	92
TABLA 2. Abundancia de elementos traza en diversas localidades (en p.p.m.) (Cronan, 1980)	92
TABLA 3. Posicionamiento de las estaciones de las campañas MIMAR III y MIMAR IV	93
TABLA 4. Relación de los porcentajes de grava, arena, lodo y nomenclatura textural (según Folk, 1969) en sedimentos del Golfo de Tehuantepec	97
TABLA 5. Determinación porcentual de los principales constituyentes mineralógicos y orgánicos de la fracción gruesa (grava + arena) de los sedimentos del Golfo de Tehuantepec	100
TABLA 6. Análisis faunístico de los sedimentos superficiales del Golfo de Tehuantepec (modificada de Carranza-Edwards, 1987)	104
TABLA 7. Concentración de terrígenos, biógenos y contenido de P ₂ O ₅ (%) en los sedimentos del Golfo de Tehuantepec	107
TABLA 8. Análisis granulométrico a cada 1/4 de phi (φ) en sedimentos del Banco Oaxaqueño y Banco Chiapaneco	110
TABLA 9. Concentración de oxígeno disuelto (ml/l) en muestras de agua colectadas en la campaña MIMAR IV (tomada de Pérez-Cruz, 1989)	111

RESUMEN

El presente estudio es una investigación de los sedimentos superficiales del piso de la terraza continental del Golfo de Tehuantepec, así como de los rasgos fisiográficos asociados. Estos estudios se enfocan desde un punto de vista textural y composicional, para contribuir al conocimiento del origen de los sedimentos fosfatados existentes en el área de estudio.

En total se estudiaron 278 muestras de sedimentos superficiales, colectados durante las campañas oceanográficas MIMAR III y MIMAR IV a bordo del B/O El PUMA, en mayo-junio de 1987 y marzo-abril de 1988 respectivamente, habiéndose obtenido registros de ecosonda que permitieron descubrir una fractura de aproximadamente 250 km de longitud, en profundidades del orden de los 80 a 100 m.

Como resultado de este trabajo, se observa que el límite inferior de la plataforma continental, varía entre 80 y 100 m de profundidad. En su porción oriental alcanza una amplitud promedio de 45 km con pendientes suaves, en tanto que en su porción occidental su amplitud es de 1 a 15 km y con pendientes mayores.

Se destaca la presencia de dos bancos, que constituyen un rasgo fisiográfico importante en el área de estudio, ambos se localizan a profundidades que oscilan entre 160 y 220 m.

La mayoría de los sedimentos están constituidos por arenas, arenas lodosas, lodos arenosos y lodos. Los distintos tipos de sedimentos se distribuyen en franjas paralelas a la línea de costa, presentándose una graduación de sedimentos gruesos a finos hacia mar adentro.

Los principales componentes son el cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca, micas, minerales pesados, restos de vegetales, restos de organismos marinos y minerales fosfáticos. Estos últimos pueden representar un potencial dentro de los recursos minerales del mar.

Se observa que los valores de P_2O_5 , se incrementan a medida que aumenta la concentración de biógenos. La concentración de P_2O_5 llegaron a valores de 8.75% en muestra total de sedimento, presentándose principalmente, como reemplazamientos de restos de organismos.

El principal componente del P_2O_5 es el colofano, que se encuentra asociado con la francolita, dahllita y glauconita.

Finalmente, se considera que la génesis de estos sedimentos fosfatados se relaciona directamente con la presencia de surgencias y zonas de mínimo oxígeno.

CAPITULO I INTRODUCCION

GENERALIDADES

El estudio de los diferentes depósitos de minerales marinos cobra cada vez una mayor importancia en nuestro país, no solamente por lo extenso de nuestra Zona Económica Exclusiva, sino también por lo favorable de las condiciones geológicas de la misma (Carranza, 1988). Estos depósitos en las plataformas continentales son característicos del ambiente en que se encuentran, tal es el caso de las fosforitas, glauconitas, minerales de placer y otros (Mero, 1965).

El primer reporte a cerca de los depósitos de fosforitas que se encuentran en ambientes marinos, fué el del fondo marino de *Agulhas Bank*, en la margen continental del Sur de Cabo Esperanza, Africa, durante la expedición oceanográfica realizada por el *H. M. S. Challenger* (1873-1876) (Murray y Renard, 1891), aunque años antes, algunos yacimientos de fósforo habían sido reportados en los registros estratigráficos. Descubrimientos subsecuentes de fosforitas marinas, sumados a muchos reportes de fosforitas de origen marino localizados actualmente en tierra, han sido descritos por Gulbrandsen (1969); Tooms, et al. (1969); Cook (1977); Baturin y Bezrukov (1979), entre otros.

Las fosforitas marinas son muy abundantes, principalmente en el lado oeste de los continentes, donde su distribución tiende a coincidir con áreas de surgencias antiguas o recientes de aguas ricas en nutrientes y gran productividad orgánica (Fig.1.1). Las áreas en que pueden ser abundantes estan asociadas con lodos anaeróbicos, principalmente en las zonas de oxígeno mínimo; en otras áreas, las concentraciones de fosforitas se encuentran en los fondos marinos someros que son barridos por fuertes corrientes y asociados a sedimentos terrígenos.

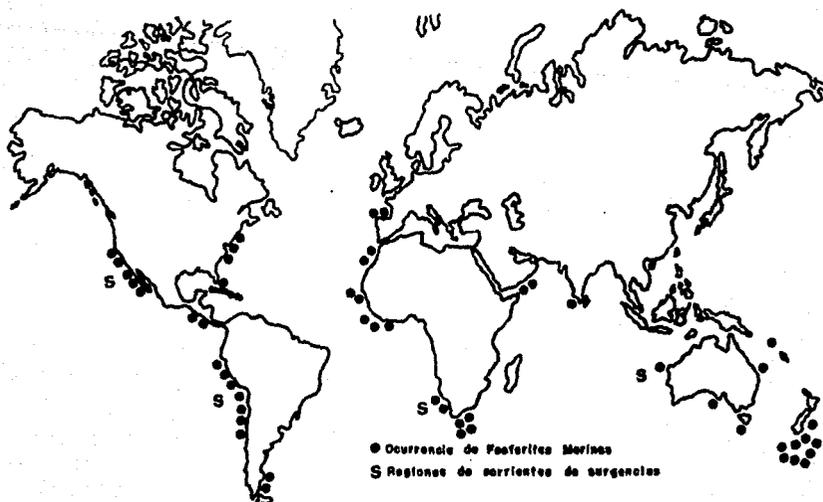


FIGURA 1.1. Distribución mundial de las fosforitas marinas y su asociación con las corrientes de surgencias (Kennet, 1982).

DESCRIPCION

Las fosforitas han sido descritas como depósitos sedimentarios, compuestos principalmente de minerales fosfáticos (P₂O₅) (Pettijhon, 1975), sobre todo la fluorapatita carbonatada microcristalina o francolita (Cronan, 1980; Kennet, 1982). El término colofano, se utiliza para describir ópticamente a la fosforita de grano muy fino isotrópico bajo el microscopio óptico.

La apatita puede encontrarse en una gran variedad de formas en el ambiente marino, incluyendo restos de peces, huesos de reptiles y mamíferos, conchas, agregados cristalinos en nódulos, pellets, formas laminares u oolíticas y en reemplazamientos carbonatados.

Las fosforitas pueden estar formadas por protuberancias, presentar perforaciones más o menos profundas, y ser en general de formas caprichosas, siendo algunas veces mamilares con contornos

redondeados y otras veces angulosos. Su superficie tiene generalmente una apariencia azucarada y usualmente esta cubierta por una delgada capa de color pardo, decolorada debido a óxidos de fierro y manganeso, esta capa cubre generalmente a toda la concreción y vela la naturaleza mineralógica y estructura agregada (Mero, 1965). Los nódulos y pellets de fosforita, generalmente carecen de una estructura, pueden estar "bandeados", con estructura interna oolítica o conglomerática, siendo estos últimos causados por inclusiones de materia orgánica (D'Anglejan, 1967). Los pellets tienen un tamaño de grano de 0.1 a 0.3 mm, el cual es frecuentemente similar al de su detritus asociado. Las fosforitas son normalmente de color pardo pálido, pero pueden ser muy oscuras o a veces negras, si el contenido de impurezas como materia carbonácea y pirita es alto. Otras propiedades incluyen una dureza de 5 en la escala de Mohs y un peso específico de 2.7-2.8.

Los fosfatos son más abundantes en la plataforma continental y en la parte superior del talud continental. En ambientes someros la apatita se encuentra más comúnmente como pellets o nódulos de fosforita de más de 25 cm (Cronan, 1980), pero es más frecuente como grandes agregados y guijarros. La mayoría de los depósitos fosforíticos en las márgenes continentales parecen ser relictos, en los océanos modernos, éstos parecen formarse bajo áreas costeras de una alta productividad biológica, como sucede en el suroeste de Africa y Perú, donde las fosforitas no consolidadas jóvenes y laminadas, se encuentran mezcladas con nódulos fosfáticos relictos.

MINERALOGIA

Diversos estudios acerca de la composición de las fosforitas han mostrado que ésta es muy compleja (Hendricks et al, 1932; Bushinsky, 1935; Mc Conell, 1950, entre otros). Mc Conell (1950) enlistó 38 minerales fosfáticos conocidos en rocas fosfáticas, muchos de los cuales son raros. Los componentes minerales de las

fosforitas son difíciles de estudiar debido a sus cristales microscópicos e impurezas por la mezcla de granos finos. Los estudios de la estructura cristalográfica muestran que son muy comunes los reemplazamientos isomórficos, lo cual explica porqué la composición mineral de la fosforita es definida y entendida muy pobremente. El término *colofano* (Rogers, 1922) aplicado al complejo mineral de forma amorfa de la apatita, probablemente no constituya una especie mineral verdadera y se le deba considerar como un mineraloide o ser un nombre para un grupo muy relacionado de minerales (Pettijhon, 1975).

El colofano es un fosfato tricálcico de composición variable, cuya fórmula es $3Ca_3(PO_4)_2.nCa(CO_3FeO)(H_2O)_x$, es un mineral amorfo, con un índice de refracción entre 1.57 y 1.62 y de color amarillo claro a pardo oscuro en secciones delgadas. Puede presentarse en hábitos masivos, oolítico, granulares colomorfo, o como reemplazamiento de testas de foraminíferos, conchillas, huesos, etc. reteniendo la estructura original (Pettijhon, 1975).

Asociado con el colofano, se encuentra un mineral anisotrópico, la *francolita* que es una fluorapatita carbonatada. Este mineral se encuentra presente como un reemplazamiento de restos orgánicos y otros restos limosos que fueron originalmente atrapados en los nódulos. La francolita también existe como anillos fibrosos concéntricos y alrededor de los oolitos, y como pequeños granos diseminados a través del colofano. Aparentemente, ésta se forma por la cristalización gradual del colofano y por la migración de algunos de los fosfatos cálcicos para reemplazar al carbonato de calcio (Dietz, et al., 1942).

QUIMICA

Los componentes más comunes son los fosfatos de calcio, especialmente las diferentes variedades de apatita:

Fluor-apatita	$\text{Ca}_{10}\text{F}_2(\text{PO}_4)_6$
Clor-apatita	$\text{Ca}_{10}\text{Cl}_2(\text{PO}_4)_6$
Hidroxi-apatita	$\text{Ca}_{10}(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_6$
Oxi-apatita (voelkerito)	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6$
Carbonato-apatita	$\text{Ca}_{10}\text{CO}_3(\text{PO}_4)_6$

La estructura de la apatita favorece una gran variedad de sustituyentes menores, por ejemplo VO_4 , As_2O_4 , SO_3 , SO_4 y CO_3 pueden ser substituidos por cantidades equivalentes de PO_4 ; la posición del F puede ser parcial o completamente ocupada por F, Cl u OH y en menores cantidades por Mg, Mn, Sr, Pb, Na, U, Y y Ce. Estas substituciones explican el porqué los fosfatos tienen cantidades no usuales de elementos tales como el vanadio y el uranio (Price y Calvert, 1978).

La composición de la fluorita carbonatada se aproxima a $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4\text{CO}_3)_2\text{F}_2$, los grupos de CO_3^{2-} son capaces de ser substituidos por grupos de PO_4^{3-} (Ames, 1958; LeGeros, 1965). Generalmente los CO_3 comprenden 2-3 % del peso de la fluorapatita (Simpson, 1964) pero pueden constituir más allá del 5-6 % en muestras del suelo marino. La falta del balance de las cargas en CO_3 substituido por PO_4 son compensadas por la introducción de flúor y posiblemente OH^- (Altschuler et al., 1958; Price y Calvert, 1978). Otras posibles substituciones son de Na^+ por Ca^+ , y SO_4^{2-} por PO_4^{3-} (Altschuler et al., 1958). Los valores promedio de P_2O_5 en las fosforitas submarinas se encuentran entre 20 y 30 % (Mero, 1965) y la composición de los elementos mayores están dadas en la tabla 1 (Cronan, 1980).

La composición de los elementos traza y elementos menores de las fosforitas es muy variable (tabla 2) y depende en gran parte de la naturaleza de las fases de contaminación presentes. El control de la composición de las fosforitas marinas ha sido revisado por Tooms et al. (1969), Price y Calvert (1978), Mc Arthur (1978) y Baturin y Bezrukov (1979) entre otros. Los procesos de

adsorción han sido postulados como un control en la composición de las fosforitas y pueden ser de gran importancia para controlar la toma de elementos traza desde el agua de mar. Además la materia orgánica puede ser importante en la concentración de algunos metales. Se han observado correlaciones entre la cantidad de materia orgánica en fosforitas y elementos tales como Ni, Cu, Zn, Ag, Mo, V, Cr, Se y Cd, lo cual puede parcialmente deberse a su asociación orgánica. El ambiente de depósito tiene una gran importancia para determinar la composición de elementos menores y traza en fosforitas, por ejemplo ciertos elementos como Mo, Se y V tienden a ser encontrados bajo condiciones reductoras, los sulfitos se forman bajo condiciones reductoras y pueden ser responsables de las concentraciones de elementos como Ag, Pb, Cu, Zn, Cd, Mo y Se; la materia orgánica también retiene una porción de estos elementos y además de Si, Al, Ti, Na y K (Bentor, 1980).

Las fosforitas son generalmente muy "impuras", debido a las inclusiones que pueden presentarse, incluyen una gran variedad de minerales arcillosos, glauconita, sílica, materia carbonácea, calcita, dolomita, óxidos de hierro y material esquelético silíceo y algunas veces pirita autigénica y fluorita.

OCURRENCIA Y ASOCIACIONES

Las fosforitas submarinas se encuentran generalmente en profundidades menores a 1000 m en las plataformas continentales, bancos fuera de la costa o mesetas marginales. También ocurren en los márgenes continentales que están asociadas a sedimentos terrígenos (calcáreos y silíceos) y montañas sumergidas asociadas con rocas volcánicas y calcáreas (Baturin y Bezrukov, 1979). Los yacimientos que tienen una mayor importancia en todo el mundo, por su producción de fósforo se encuentran en la meseta Blake del SE de Norteamérica (Manheim et al., 1978) y en los bancos E y SE de Nueva Zelanda (Pasho, 1976).

La causa de las surgencias en las márgenes continentales oeste, se relaciona con los patrones de circulación oceánica y atmosférica, y así mismo con la divergencia ecuatorial; sin embargo, aunque existe esta asociación la mayoría de las fosforitas que ocurren en áreas de surgencias, no son recientes geológicamente. Summerhayes (1967, 1969) sugiere que las condiciones físicas y bioquímicas en áreas donde se encuentran, fueron más tendientes hacia la formación Fosforia en el Terciario que en el Presente.

Los sedimentos generalmente asociados con fosforitas de márgenes continentales incluyen depósitos silíceos en forma de pedernal, porcelanitas, diatomitas, carbonatos, glauconitas y ocasionalmente rocas volcánicas en la forma de bentonitas (Guldbrandsen, 1969). Las características depositacionales en áreas de fosforitas, incluyen secuencias condensadas que indican baja depositación y una entrada mínima de sedimentos detríticos, los conglomerados indican retrabajo y algunas evaporitas indican un clima árido (Cronan, 1980).

La edad de las fosforitas varía generalmente desde el Precámbrico al Reciente. Una de las mejores conocidas son las de la Formación Fosforia (Pérmico) de Utah, Idaho, Wyoming y Montana en los Estados Unidos (Baturin y Bezrukov, 1979). Otra bien conocida y extensa es la del W y N de Africa de edad cretácica y eocénica (Pettijhon, 1975). Los depósitos fosfáticos se han observado raramente en rocas precámbricas debido a la carencia general de animales con materiales esqueléticos fosfáticos (Geijer, 1962). Sin embargo, los nódulos fosfáticos se han reportado para el precámbrico de Escocia (Downie, 1962).

EFFECTO DE SURGENCIAS

Los movimientos verticales de las masas de agua son una parte integral de la circulación oceánica donde se incluyen dos procesos importantes: mezcla vertical y surgencias.

En los procesos de mezcla vertical se produce una mezcla de

agua superficial y el agua profunda, que da como resultado que el agua superficial tenga características intermedias, en cambio, en las surgencias el agua superficial es reemplazada por el agua que sube desde las profundidades y que conserva sus características.

Las surgencias, a través de procesos de advección verticales y horizontales pueden alterar de manera marcada la distribución de las propiedades físicas-químicas del agua de mar, lo que va a tener un efecto sobre los organismos y que se van a reflejar en los sedimentos.

Las principales características de las masas de agua superficiales en las regiones de surgencias son temperaturas bajas (cerca de 9°C más baja que los valores normales para la misma latitud); salinidad baja, contenido de oxígeno bajo, concentraciones de nutrientes alta y por lo tanto un incremento en la productividad (Neshyba, 1987).

Es claro que el efecto de las surgencias no está restringido a las capas superficiales de agua donde ocurren las mismas, ni a los seres vivos que ahí se encuentran, sino que además su efecto queda registrado en los sedimentos.

De las características del agua superficial de las surgencias, dos de ellas, las bajas temperaturas y la alta productividad orgánica, son importantes para las observaciones geológicas, debido a que pueden ser reflejadas en los sedimentos y por lo tanto permiten diferenciar aquellos que están debajo de masas de aguas surgentes y sedimentos de las mismas latitudes que no tienen una influencia de las surgencias (Diester-Haass, 1978). Según Neshyba (1987) estas dos características se reflejan en los sedimentos, sólo si las masas de agua surgentes influyen por periodos suficientemente largos. Así, los sedimentos superficiales no reflejan las condiciones hidrológicas actuales como el plancton, ni reflejan el promedio de un año de condiciones hidrológicas como el bentos, sino que reflejan un promedio de las condiciones hidrológicas durante las pasadas décadas o siglos.

Esto es sólo cierto si la influencia de las surgencias se refleja claramente en los sedimentos, pero en ocasiones se pueden

presentar factores que la enmascaran, como son: 1) las corrientes que a veces pueden ser tan fuertes, erosionan a los sedimentos del fondo y las influencias pueden desaparecer y 2) frentes de continuo hundimiento que provocan una disolución de algunos componentes clásicos de los sedimentos como son los esqueletos de organismos calcáreos y silicios, como lo son los foraminíferos y diatomeas respectivamente.

El contenido de oxígeno presente en los ambientes de depósitos marinos también son reflejados en las características texturales de los sedimentos. Los sedimentos de regiones bien oxigenadas están normalmente alterados por organismos, excepto donde la tasa de sedimentación es muy alta. Cuando el agua de fondo pierde oxígeno o si hay H_2S presente debido a un gran aporte de materia orgánica, la vida en el fondo es muy escasa y los sedimentos muestran capas poco perturbadas (Diester-Haass, 1978).

La formación de depósitos de fosforitas es un indicador geoquímico de las surgencias, según se observa su distribución a lo largo de las márgenes continentales oeste. Las fosforitas de algunas regiones como California, noroeste de México y noroeste de África son fósiles. Esto ha contribuido a establecer el concepto de que las fosforitas son la respuesta sedimentaria a las surgencias. La Formación de la fosforita, se piensa que es el resultado de la precipitación inorgánica indirecta de apatita marina proveniente del agua de mar enriquecida en nutrientes (Burnet et al., 1983).

Las fosforitas también pueden formarse en regiones sin surgencias, y por lo tanto existen métodos para distinguir un sedimento de otro con base a el estudio de su contenido de tierras raras. El contenido de uranio también varía en los sedimentos como resultado de las surgencias, siendo mayor en éstos que en los que no están bajo esta influencia (Burnet et al., 1983).

ANTECEDENTES

El Golfo de Tehuantepec es una región de gran importancia dentro de la Zona Económica Exclusiva de México, tanto por su potencial productivo como por los agentes físico-químicos, biológicos y geológicos que marcan condiciones distintivas y características de este golfo. Sin embargo, existen pocos estudios que permitan conocer estos aspectos.

Uno de los trabajos realizados en el área de estudio, es el realizado por Hurd en 1929, quien estudió las condiciones meteorológicas del Golfo de Tehuantepec y menciona el efecto que provocan los "nortes" al atravesar por el Istmo de Tehuantepec, mejor conocidos como "Tehuantepecos" y que dan origen a fenómenos de surgencias. Goldberg y Parker (1960), durante una expedición realizada por el Instituto Scripps de Oceanografía cercana al área de estudio, descubrieron un fragmento de madera fosfatizada a una profundidad de 410 m y de una edad de 28 000 años, además reportan valores máximos de fósforo de 3 micromoles por litro. Fisher (1961) hace una descripción fisiográfica de la plataforma continental del Golfo de Tehuantepec, en donde muestra una serie de elevaciones y depresiones a profundidades mayores a los 200 m.

Stumpf (1975) y Legeckis (1978) detectan por medio de imágenes térmicas infrarrojas a través de satélites, zonas de surgencias en la parte meridional del Golfo. Cutz (1977) hace un análisis del comportamiento sedimentológico y orgánico en la porción sureste del golfo, en donde destaca la importancia sedimentológica de los ríos y lagunas. Avendaño (1978) y Zárate (1978), presentan un estudio granulométrico de la porción norte y oriental respectivamente, en donde clasifican a los sedimentos y determinan diferentes ambientes. La Secretaría de Marina (1978) a través de la Dirección General de Oceanografía, realizó una serie de estudios enfocados a las características físicas, químicas, biológicas y geológicas del Golfo de Tehuantepec. Moulin (1979) analizó la productividad primaria de la región. Sánchez (1981) describe la evolución geológica de la margen continental del golfo

de Tehuantepec, mediante estudios de la geología superficial y el análisis de datos paleomagnéticos, gravimétricos y de reflexión sísmica.

Pedrazzini et al. (1982), realizan una evaluación geológica-geoquímica de la parte noroccidental del Golfo de Tehuantepec. Ladd et al., (1985) elaboraron un atlas en donde se presentan datos de batimetría, estructuras de velocidad sísmica, flujos de calor, sismología, rasgos geológicos, espesor de sedimentos y litofacias superficiales.

Carranza-Edwards (1980), realizó un estudio en la porción costera del sur del Istmo de Tehuantepec, en donde determina, que los sedimentos de los ambientes fluviales, lagunar deltaico y de playa de barrera, son sensitivos a la tectónica regional, además determinó la importancia económica potencial de los distintos ambientes donde se presentan concentraciones altas de minerales pesados. Carranza (1986) en un estudio de las playas del Estado de Chiapas, determina los diferentes ambientes y menciona que dicha zona puede presentar un interés potencial económico asociado con arenas negras de placer.

Es importante señalar que durante la revisión bibliográfica y los antecedentes que se tienen para el área de estudio, antes de la realización de las campañas oceanográficas MINAR III, IV y V (Carranza, 1987 1988 y 1989) no se tenía referencia alguna de los sedimentos fosfatados (o depósitos de fosforitas), por lo que este trabajo constituye un aporte relevante de dicha investigación. Además, de estas campañas han surgido varias tesis, publicaciones y artículos que abordan aspectos importantes en relación a las concentraciones de P_2O_5 , distribución de sedimentos, distribución de O_2 , características geomorfológicas, entre otros (Morales et al., 1989; Vega y Montoya, 1989; Pérez-Cruz, 1989 y Carranza et al., 1989).

JUSTIFICACION

En la actualidad existen países como los Estados Unidos, Japón, Sudáfrica, Australia, India, entre otros, que extraen minerales de sus zonas costeras tanto en las porciones sumergidas como emergidas, obteniéndolos de yacimientos de ilmenita, rutilo, casiterita, monacita, cromita, zircón, oro nativo, plata nativa, diamantes y fosforitas entre otros (Mero, 1965). Son muy diversos los estudios que sobre recursos minerales desarrollan diferentes naciones, relativos a sedimentos marinos de interés económico (Rothe, 1983). Para el caso particular de los sedimentos fosfatados hay un gran interés toda vez que se involucra una mayor demanda de fertilizantes para el desarrollo agropecuario.

Entre los diversos recursos minerales del mar, se considera a las fosforitas como materia prima fundamental en la elaboración de fertilizantes. Fairbridge (1966) y D'Anglejan (1966) señalan que existen grandes cantidades de este recurso en la plataforma continental del sur del Estado de California. La importancia de la fosforita como un recurso del mar, también ha sido destacada por varios autores, entre los cuales están, Mero (1965), Cronan (1980) y Kent (1980).

La motivación de este trabajo emanó de la necesidad de realizar estudios y proyectos enfocados a los recursos marinos no renovables, y de que se tenga una continuidad dentro de la investigación, toda vez que el conocimiento adecuado de estos recursos repercutirá en beneficio para México. Lo extenso de la Zona Económica Exclusiva y su entorno natural, hacen que las perspectivas de nuestro país sean más favorables para su desarrollo económico.

Desde el punto de vista científico, esta investigación servirá para conocer los factores que favorecen el origen, concentración y distribución de fosforitas en el medio marino.

Las perspectivas que tienen los recursos minerales, consisten en que estos se encuentran en aguas relativamente someras, y que debido a estas profundidades, en el futuro se les concidere como

de mayor viabilidad económica.

Generalmente como ya se mencionó, la presencia de fosforitas se asocia con zonas de surgencias, como sucede en la península de Baja California. En el Golfo de Tehuantepec actúan fuertes vientos del norte (Tehuantepecos) en el invierno, los que propician la formación de surgencias (Hurd, 1929); todo esto motivó que en 1987 se realizará, bajo la dirección del Dr. Arturo Carranza Edwards, un proyecto titulado " Estudio de Sedimentos y Minerales del Mar en el Piso Oceánico del Golfo de Tehuantepec, México " del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la U.N.A.M.. Los objetivos generales de ese proyecto fueron estudiar los diferentes tipos de sedimentos, minerales, microfósiles, fauna béntica y características fisico-químicas de la columna de agua en las distintas áreas del Golfo de Tehuantepec, así como analizar los procesos más importantes que intervienen en su origen y distribución. Para llevar a cabo dicho proyecto se realizaron dos campañas oceanográficas, la MIMAR III en la que se descubrieron concentraciones importantes de fósforo en los sedimentos (Carranza-Edwards, 1987) y la MIMAR IV que permitió complementar algunos aspectos sedimentológicos, tectónicos, químicos, hidrológicos y biológicos en zonas que presentan un interés científico y económico (Carranza-Edwards, 1988). Recientemente se lleva a cabo otro proyecto de la UNAM/CONACYT titulado " Investigaciones Geológicas y Químicas de Recursos Minerales Marinos Mexicanos ", en el cual se detallan aspectos relativos a los sedimentos y aguas del piso oceánico del Golfo de Tehuantepec, en donde se realizó la campaña oceanográfica MIMAR V (Carranza-Edwards, 1989).

OBJETIVOS

Dentro de los proyectos mencionados, el estudio de los sedimentos fosfatados constituyó el principal interés en el desarrollo de ésta tesis. El análisis de muestras y la obtención

de los resultados se realizaron tomando en cuenta la infraestructura que se tiene en el ICMYL, bajo los siguientes objetivos:

Objetivos Generales:

1. Aportar información básica para incrementar el conocimiento del piso oceánico del Golfo de Tehuantepec, y estimar el potencial de los recursos no renovables, como es el caso de las fosforitas.

2. Conocer las principales características físicas, químicas, biológicas y geológicas, así como el análisis de los procesos más importantes que intervienen en la génesis y distribución de las fosforitas.

Objetivos Particulares:

1. Determinar a detalle los principales rasgos fisiográficos del área de estudio y las posibles causas que los originaron.

2. Analizar la naturaleza textural de los diferentes tipos de sedimentos, con la finalidad de entender los mecanismos que intervienen en su distribución.

3. Conocer la composición de los sedimentos superficiales del piso oceánico del Golfo de Tehuantepec, através de los constituyentes terrígenos, biogénicos y de reemplazamiento o autigénicos.

4. Contribuir al conocimiento de la génesis de los sedimentos fosfatados del Golfo de Tehuantepec.

CAPITULO II

AREA DE ESTUDIO

UBICACION

El Golfo de Tehuantepec se encuentra al sur del Istmo de Tehuantepec, y constituye una extensa entrada de la costa sureste del Pacífico Mexicano. Está situado entre Puerto Angel y la Barra del Río Suchiate que se localiza a 250 millas aproximadamente y al este-sureste de Puerto Angel. La parte más interna del Golfo, es la Barra de San Francisco. La ubicación geográfica del área de estudio está delimitada por las siguientes coordenadas: 14°10' y 16°13' de latitud norte, 92°15' y 95°55' de longitud oeste (Fig.2.1). La porción litoral de este golfo abarca la zona costera del Estado de Chiapas y el extremo occidental del Estado de Oaxaca, estrechándose hacia Salina Cruz, Oax. en donde prácticamente desaparece. Esta planicie tiene una longitud aproximada de 360 km y una amplitud máxima y mínima de 45 y 12 km, respectivamente (S.P.P., 1981).

CLIMA

La región del Golfo de Tehuantepec se encuentra dentro de la zona tropical, siendo el clima por lo general húmedo con abundantes lluvias. En el verano es afectado por alteraciones atmosféricas tropicales que ocasionan lluvias abundantes a lo largo de la costa; en el invierno azotan fuertes vientos provenientes del norte denominados "Tehuantepecos" los cuales son originados por masas de aire continental polar que invaden el Golfo de México, siendo en ocasiones aún más fuertes que los mismos "nortes" del Golfo de México (Hurd, 1929 y Roden, 1961).

El clima de la planicie costera del Golfo de Tehuantepec es cálido (Aw) y cálido húmedo con lluvias en verano (Am), y hacia la sierra se vuelve templado húmedo con lluvias en verano (Cw). La temperatura media anual varía muy poco durante el año. La temperatura máxima promedio anual es de 32.2°C en el mes de julio,

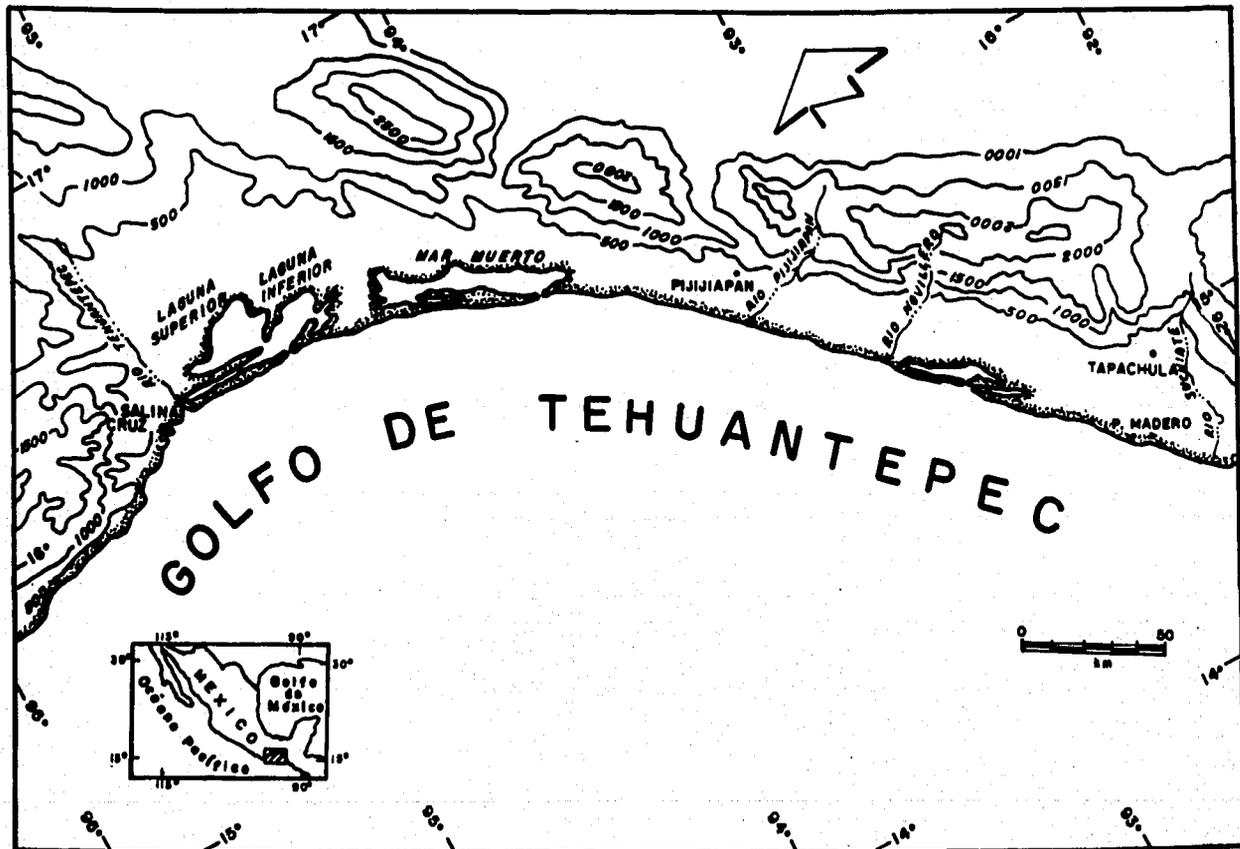


FIGURA 2.1. Localización del área de estudio.

la mínima es de 22.4°C en diciembre y presenta una media anual de 27°C (según Köppen, modificada por García, 1981).

Las lluvias son abundantes con una mayor precipitación en el mes de junio y hacia finales del otoño, que en el resto del año, variando desde 800 hasta 1 600 mm anuales. Las temporadas de lluvias y sequías están bien definidas, la primera se extiende de mayo a noviembre y el resto del año constituye la de sequía.

De acuerdo con Strakhov (1967) la porción costera del Golfo de Tehuantepec, constituye una región de intenso intemperismo químico, debido a sus condiciones climáticas.

VIENTOS, CORRIENTES Y SURGENCIAS

A lo largo de la costa sur de México, la dirección de los vientos predominantes es la del noroeste, tendiendo a ser paralelos a la línea de costa, presentándose en el Golfo de Tehuantepec fuertes vientos del norte, principalmente en el invierno, que según Tamayo (1970) llegan alcanzar velocidades de hasta 12 m/seg como consecuencia de las diferencias de presiones barométricas entre el Golfo de México y el Golfo de Tehuantepec (Fig. 2.2). En particular en el área de estudio los vientos dominantes son los del noreste durante el invierno, aún cuando cerca de la costa provienen del noroeste (Hurd, 1929).

De acuerdo con Roden (1961), en la región de los fuertes vientos, la corriente se mueve hacia el sur con una velocidad media de 20 cm/seg. La circulación local del golfo se observa hacia el sur, hasta las latitudes de 12°N o 13°N donde se localiza una de las corrientes oceánicas mayores, que es la Corriente Ecuatorial del norte. En el verano las corrientes presentan una dirección hacia el oeste y suroeste, con velocidades de unos 15 cm/seg (Fig.2.3).

Los fuertes vientos (Tehuantepecos) que se originan por fuertes flujos anticiclónicos a través del Portillo Istmico, comparativamente bajo y angosto del cual emerge el viento (vientos

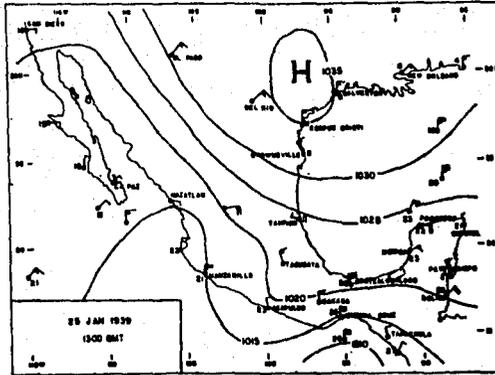


FIGURA 2.2. Situación isobarica típica, en la que se producen los fuertes vientos en el Golfo de México y Golfo de Tehuantepec en el invierno (Roden, 1961).

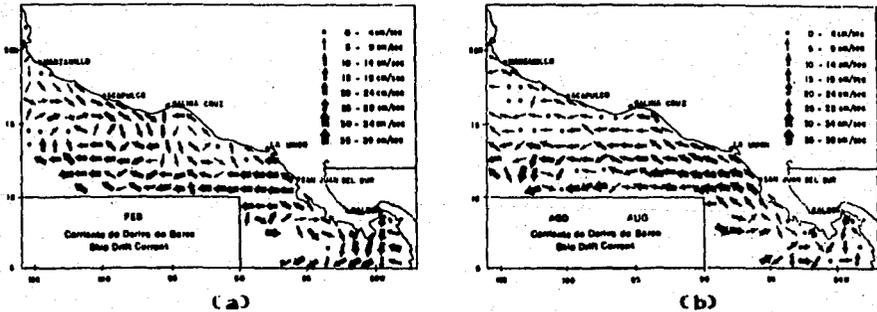


FIGURA 2.3. Dirección y velocidad media de las corrientes de deriva en el invierno (a) y verano (b) (Roden, 1961).

de descenso) hacia la pendiente del Pacífico y que después azotan fuertemente hacia el Golfo de Tehuantepec; sobre la superficie del océano tiene el siguiente efecto: mueve el agua hacia el sur, originando un arrastre de ella desde los lados y desde abajo, lo que causa una mezcla considerable a lo largo de la dirección del viento. Esto lleva a un abatimiento considerable de la temperatura superficial de las aguas del golfo, que puede ser varios grados más baja que la observada en cualquier parte de la región más afuera del sur de México y América Central. Las temperaturas superficiales del golfo son bajas donde las velocidades del viento son altas y en las regiones inmediatamente adyacentes, lo cual indica que hay una difusión de agua fría hacia las áreas vecinas. La amplitud del área de agua fría es algo mayor al sur del Golfo de Tehuantepec que dentro del mismo; esta característica sugiere que el efecto de surgencias en el golfo está contrarrestado parcialmente por arrastres laterales de agua caliente.

Stumpf (1975), y Stumpf y Legeckis (1977, en: Legeckis, 1978) a través de imágenes térmicas infrarrojas por medio de satélites determinan estas zonas de surgencias (Fig.2.4) y coinciden con lo descrito por Roden (1961). Además indican que el incremento de las temperaturas superficiales del mar dentro de la zona de surgencias hacia afuera (sur) tienen valores de $5^{\circ}\text{C}/1 \text{ km}$, originándose movimientos de remolinos hacia el oeste en la época de mayor velocidad del viento. Cuando estos vientos del norte cesan, las condiciones se estabilizan y las aguas dejan de ser transportadas hacia el sur.

Los trabajos de la Secretaría de Marina (1978), indican que las corrientes superficiales del Golfo de Tehuantepec son muy irregulares debido a la fluctuación de la dirección de los vientos. En la costa del sur de México las direcciones en que se desplazan las corrientes, están comprendidas entre el sureste y este-sureste, durante los meses de invierno, cambiando a noroeste y al oeste-noroeste en el resto del año.

Las corrientes inmediatas a la línea de costa, están sujetas

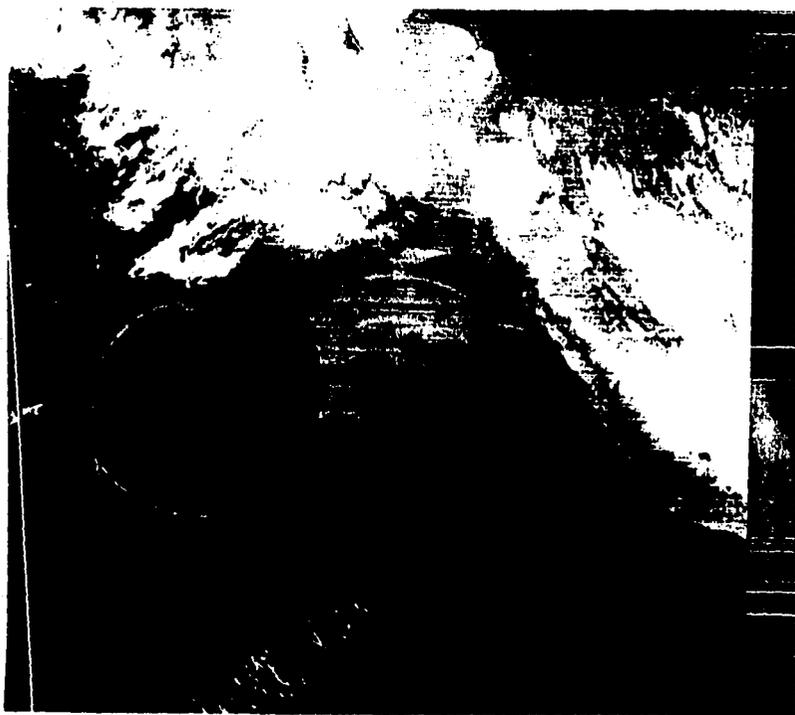


FIGURA 2.4. Zona de surgencias determinadas por imagenes térmicas infrarrojas por medio de satélites (las flechas indican la dirección de las corrientes en el invierno, obsérvese en la porción izquierda un giro anticiclónico) (Stumpf y Legeckis, 1977).

por lo general a la influencia de los vientos en esta región, especialmente en la época de los "nortes", estableciéndose la corriente con fuerza hacia el sur y al oeste a lo largo de la línea de costa en la porción occidental del golfo. En ocasiones la corriente se desplaza en dirección opuesta; la violencia del "norte", impulsa el agua superficial hacia el sur y hacia afuera del golfo, y al disminuir, como es lógico, el nivel del agua en la parte más interna del golfo, se establecen corrientes de relleno de ambas márgenes de la línea de costa que desplazándose hacia el norte restablecen el nivel. Cuando el "norte" deja de soplar o se modera, el agua ocupa el nivel más alto internándose en el golfo y escurriéndose el sobrante a lo largo de ambas márgenes de la línea de costa en dirección sur (Roden, 1961).

De acuerdo con los datos de la estación mareográfica más cercana al área de estudio, la de Salina Cruz, Oax., la marea es mixta semidiurna, la amplitud entre el nivel de pleamar media y el de bajamar media es de 1.094 m (Inst. de Geofísica, 1978 en Carranza-Edwards, 1986) y de 2 a 4 m hacia el este del mismo puerto (Davies, 1973 en Carranza-Edwards, en prensa).

HIDROGRAFIA

En el área del Golfo de Tehuantepec se encuentran numerosas bahías y lagunas marginales, así como numerosos ríos que desembocan a lo largo de la costa, estos influyen en la depositación de los sedimentos terrígenos, principalmente en la zona de la plataforma continental.

De acuerdo con Tamayo (1970) y la Secretaría de Marina (1978), los ríos más importantes y caudalosos de la zona son los siguientes:

Río Tehuantepec. Considerado uno de los caudales más importantes que desembocan en las lagunas costeras de Tehuantepec, con un considerable aporte de sedimentos. Nace en el occidente entre la Sierra Madre de Oaxaca y la Sierra Madre del Sur, siguiendo su curso occidental por el Complejo Oaxaqueño. Desemboca al oriente de Salina Cruz, en la bahía de la Ventosa después de

atravesar por la ciudad de Tehuantepec. El área total de la cuenca es de 10 520 km² y su escurrimiento es de 1 439 millones de m³.

Río de los Perros o Juchitán. Nace en la Sierra Atravesada, pasando por la orilla de la ciudad de Juchitán, con dirección sureste se dirige a la Laguna Superior,; entre este río y el Río Ostuta de la Sierra Atravesada una multitud de pequeñas corrientes que son consideradas en conjunto, desagúan tanto en la Laguna Superior como en la Laguna Inferior. Su cuenca de captación es de 1 010 km² y su escurrimiento de 89 millones de m³.

Río Espíritu Santo o Chicapa. Se origina en el extremo occidental de la Sierra Madre de Chiapas a una altura de 2 200 m.s.n.m tiene su desembocadura al norte de la Laguna Superior.

Río Ostuta. Tiene su origen en el centro de la zona istmica, colindando con el Río Coatzacoalcos y desciende con dirección sur, tomando posteriormente una dirección SW, perdiéndose en la ciénega o marisma llamada Laguna Oriental, conectada con la Laguna Inferior. Su cuenca de captación es de 1 200 km² y tiene 1 490 millones de m³ de escurrimiento.

Río Huehuetán. Nace casi en los límites de Guatemala, se dirige hacia el pueblo de Huehuetán, su cuenca es de 760 km² y el volumen anual arrojado al mar se estima en 1 716 millones de m³.

Río Coatán. Desciende de las faldas del Volcán de Tacaná y pasa al oeste de Tapachula, su cuenca de captación abarca 1 080 km² dentro de México y 360 km² en Guatemala. Se ha estimado su escurrimiento en 2 874 millones de m³.

Río Cahucán. Se origina al SW del Volcán Tacaná, solo una insignificante área de su cuenca de captación queda dentro de Guatemala, es posible considerar los 265 km² de esta cuenca dentro de México, pasa al este de Tapachula y finalmente desemboca en la Barra de Cahucán. Su escurrimiento es de 696 millones de m³.

Río Suchiate. Constituye parte del límite internacional entre México y Guatemala en sus últimos 85 km; desemboca en la Barra del Suchiate; nace en Guatemala y se dirige al SW pasando por los volcanes Tacaná y Tlajomulco, tiene una cuenca de 1 200 km² (en México 450 km²) y un escurrimiento anual de 3 040 millones de m³.

(el correspondiente a México es de 1 160 millones de m³).

Entre las lagunas o albuferas presentes en el área de estudio, se encuentra la Laguna Superior e Inferior y la del Mar Muerto, siendo esta última la más extensa pues abarca un área de 700 km²; de la línea divisoria de los estados de Oaxaca y Chiapas hacia el oeste, se encuentran numerosas corrientes provenientes de la Sierra Oaxaqueña que se comunican al Océano Pacífico por medio de la Barra de Tonalá, que es una estrecha entrada de 1 600 m de ancho y de tan solo 3.6 m de profundidad (Tamayo, 1970).

Las Lagunas Superior e Inferior se encuentran comunicadas por un paso estrecho, y sólo esta última está comunicada directamente al Océano Pacífico a través de la Barrera de San Francisco.

Las principales lagunas marginales del área son: la Laguna de La Joya y Laguna Buenavista, situadas cerca de Puerto Arista y el poblado de Buenavista, Chis., no están comunicadas con el mar, se alimentan de los ríos que desembocan a ellas. Hacia el SE se encuentra la Laguna de Teabladeras, comunicada por una boca hacia la parte continental y una serie de cordones interrumpidos que dan origen a las barras de Zacapulco y San Juan. Se localizan también los ríos Novillero, Madre Vieja, Cintalapa y Huixtla, que provienen de las partes altas de la Sierra de Chiapas. En la zona cercana al límite entre México y Guatemala se localizan otras tres barras: San José, San Simón y Cahucán.

FISIOGRAFIA

El Golfo de Tehuantepec está situado al sur del Istmo de Tehuantepec, que constituye una importante interrupción de la Sierra Madre del Sur de México. En su porción más estrecha, el Istmo tiene unos 220 km de un lado a otro. Hay aquí una interrupción de unos 40 km en la cordillera; la máxima elevación en este lugar es de unos 250 m (Roden, 1961).

El Golfo de Tehuantepec se encuentra bordeado por dos provincias fisiográficas, en la porción más occidental se encuentra la Sierra Madre del Sur (Tamayo, 1970) o Zona Montañosa

de Guerrero-Oaxaca (según Alvarez, 1962) y en su mayoría por la Sierra de Chiapas (Alvarez, 1962) (Fig.2.5). La Sierra Madre del

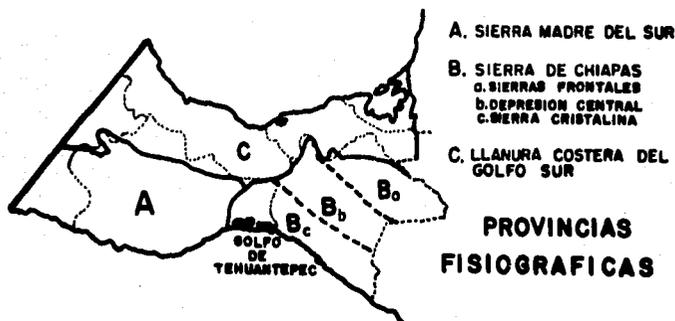


FIGURA 2.5. Provincias fisiográficas que enmarcan al área de estudio (modificado de Alvarez, 1962).

Sur, se extiende muy cerca de la costa desde Cabo Corrientes hasta el Istmo de Tehuantepec. Su longitud es de 1 200 km con una anchura promedio de 100 km, en el Estado de Oaxaca se extiende a 150 km, conserva una dirección NW-SE; es característico que se presente una planicie costera muy angosta lo que con frecuencia esta ausente. La cresta de esta sierra permanece casi constante a una altitud de poco más de 2 000 m. En toda su extensión tiene una vertiente sudoccidental directa al Océano Pacífico y gran parte de su vertiente interior se encuentra localizada en la cuenca de los ríos Balsas, Verde y Tehuantepec. Esta serranía se formó a fines del Cretácico Superior y principios del Cenozoico, donde empezó a levantarse por efectos de plegamiento (Tamayo, 1970).

La Sierra de Chiapas, situada en su mayor parte en el Estado de Chiapas y una pequeña porción en Oaxaca, se extiende desde el Río Ostuta hasta la frontera con la República de Guatemala, donde

continúa. Según Alvarez (1962) esta provincia fisiográfica, está formada por tres subprovincias (Fig.2.5):

A) Sierras Frontales. Situadas al norte de Chiapas y constituidas por rocas sedimentarias del Cretácico al Reciente, con un rumbo general de NW a SE, sensiblemente paralelo a los pliegues con los que casi siempre están estrechamente ligados, correspondiendo las serranías a los afloramientos de caliza que forman las principales elevaciones.

B) Depresión Central. Es una franja de terreno poco accidentado que se extiende desde cerca del límite estatal de Oaxaca hacia el sureste, hasta la frontera con Guatemala. En ella afloran rocas clásticas cenozoicas, poco resistentes a la erosión. Hacia su parte media se elevan algunas montañas de calizas, como la de San Cristóbal. En general la depresión Central tiene una altura de 600 m sobre el nivel del mar.

C) Sierra Cristalina. Denominada también Sierra Madre de Chiapas; es un sistema montañoso, formado principalmente por rocas graníticas, la sierra es paralela a la costa pacífica y tiene una orientación NW a SE. Esta es la prolongación del macizo montañoso de América Central, y esta formada por un batolito del Paleozoico Superior. En su extremo noroeste las montañas se elevan bruscamente hasta alcanzar una altura de 900 m aumentando hacia el sureste cerca con Guatemala, donde alcanzan alturas de 2 900 m. La cresta de esta sierra sirve de parteaguas a los ríos de las vertientes del Golfo de México y Océano Pacífico. El flanco suroeste es muy abrupto y por el drenan pequeñas corrientes, las cuales descienden rápidamente a la Planicie Costera del Pacífico.

Con el objeto de hacer más detallada la descripción del Golfo de Tehuantepec, Webber y Djeda (1957), proponen otra unidad fisiográfica, esta es, la Planicie Costera del Pacífico, que forma una franja angosta a lo largo de las costas chiapanecas, que al llegar a los límites de Oaxaca se extiende tierra adentro hasta casi unirse en la porción norte del Istmo de Tehuantepec

alcanzando a la Planicie Costera del Golfo. Al sur y este del poblado de Arriaga parece deber su relieve aplanado a la acción erosiva del mar, estas áreas se encuentran cubiertas por detritos provenientes de la Sierra de Chiapas; mientras que en las proximidades de Tehuantepec constituye un área estructural deprimida que ha sido rellanada con material aluvial, teniéndose así un ajuste del relieve, hasta el nivel actual que tiene el gradiente de las corrientes fluviales.

En las lagunas cercanas a la costa del Istmo de Tehuantepec una cantidad apreciable de sedimentos recientes es de tipo orgánico, debido a que gran parte de la cubierta rocosa localizada en la vecindad de esas lagunas, esta formada por fragmentos de conchas trituradas (Webber y Ojeda, 1957).

La porción occidental del Golfo de Tehuantepec, es una zona de lagunas, cuya sedimentología es importante por los ríos que desembocan en ellas; en esta zona quedan incluidas las lagunas Superior, Inferior, Oriental, el Mar Muerto y la Joya (Cutz, 1977; Avendaño, 1978).

Según la clasificación de Shepard (1948), la zona de estudio es una costa primaria, ya que esta influenciada por procesos de erosión continental y marina. Si se utiliza la clasificación de Ottman (1967), esta costa pertenece al tipo "E", ya que esta constituida por costas bajas, bordeadas por planicies aluviales, además de presentarse una continuidad del relieve terrestre con el marino.

De acuerdo con la clasificación tectónica de Inman y Nordstrom (1971) (en Carranza et al., 1975) las costas del Golfo de Tehuantepec son Costas de colisión continental, ya que se encuentran afectadas tectónicamente por la colisión entre la Placa de Cocos y la Placa de Norteamérica. Según la clasificación geomorfológica y genética de Shepard (1973) (en Carranza et al. 1975), la zona de Puerto Angel a Tehuantepec, predominan las costas primarias formadas por movimientos diastróficos, con fallas y costas de escarpe por falla, sin embargo, existen en menor

escala costas secundarias generadas por erosión del oleaje, promontorios cortados por oleaje, costas con terrazas elevadas cortadas por oleaje y costas secundarias por depositación marina (playas de barrera y ganchos de barrera). De Tehuantepec hacia el Rio Suchiate, se tienen costas secundarias, por depositación marina (playas de barrera, islas y ganchos de barrera y costas de planicies aluviales).

GEOLOGIA REGIONAL

La geología del área continental que circunda a la zona de estudio, esta caracterizada por una gran variedad de rocas de diferente carácter y edad (Fig.2.6).

En la región que comprende el norte de Chiapas y parte de Tabasco aflora una amplia secuencia del Mesozoico y Cenozoico, constituida principalmente por rocas sedimentarias marinas que se encuentran plegadas y falladas. Esta secuencia descansa sobre un basamento batolítico y metamórfico del Precámbrico y Paleozoico que aflora al sureste de la misma región, formando un complejo litoestratigráfico que constituye el núcleo de la Sierra del Soconusco. Mulleried (1957) consideró que gran parte de esta sierra se encontraba formada por rocas precámbricas igneas y metamórficas, sin embargo la mayoría de las edades radiométricas obtenidas de rocas intrusivas revelan una edad paleozoica para los principales eventos de intrusión ignea. Castro et al. (1975) reportan una edad de 242 ± 9 m.a. para una diorita (K/Ar) que forma parte del complejo batolítico de la Sierra del Soconusco y que fué descubierta en la base de una sección en los límites de Oaxaca y Chiapas.

Demon et al. (1981) reportan muestras del complejo batolítico de Chiapas que fueron estudiadas por los métodos de K-Ar y Rb-Sr, y reconocen una isocrona con edad aparente de 256 ± 10 m.a., lo que indica que estas rocas intrusivas se originaron de un mismo magma durante el Pérmico, isotopicamente homogéneo derivado tal vez del manto. Datos de la parte este de la Sierra Madre del Sur de Chiapas, indican una actividad plutónica del Carbonífero en esta

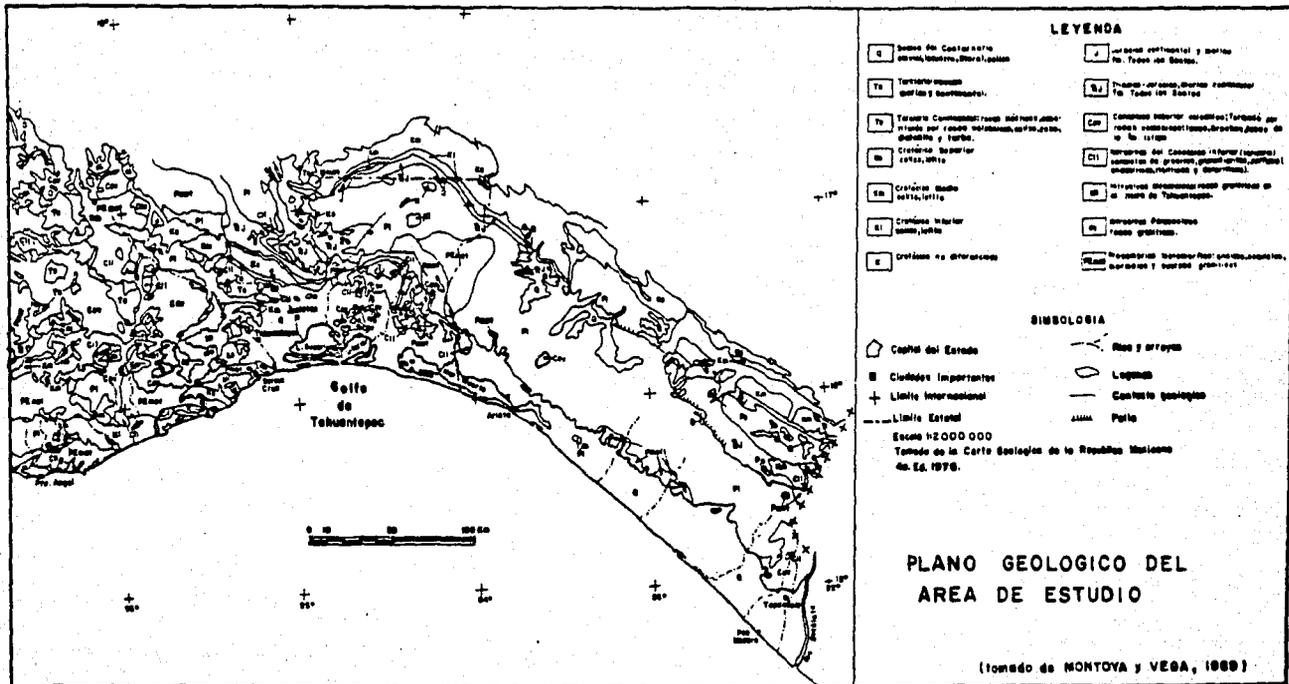


FIGURA 2.6. Plano geológico del Area de estudio (tomado del Inst. Geol., UNAM, en Montoya, Vega, 1969).

Área, además consideran que el emplazamiento del batolito de Chiapas pudo estar asociado al cierre del océano Proto-Atlántico de finales del Paleozoico, en el tiempo de la Orogenia Apalachiana (Moran, 1985).

En el extremo sureste de la Sierra del Soconusco aflora una secuencia sedimentaria del Paleozoico Superior, reconocida en el área de Chicomosuelo y que se extiende hasta Guatemala. La base de esta secuencia está integrada por la Formación Santa Rosa que cuenta con un miembro inferior constituido por una secuencia de pizarras con algunas intercalaciones de metacuarcitas; el miembro superior está formado por pizarras, areniscas y algunas capas de calizas fosilíferas. La formación se encuentra parcialmente metamorfizada y se le ha asignado una edad que corresponde al intervalo Misisípico-Pensilvánico, con base a la fauna fósil que reporta Hernández-García (1973).

Una secuencia de lutitas y calizas de la Formación Grupera que contiene fusulinidos del Pérmico Inferior descansa en discordancia con la Formación Santa Rosa. A esta formación le sobreyace la Caliza Vainilla que contiene crinoideos, braquiopodos y gran variedad de fusulinidos, la cual cubre en discordancia la Formación Paso Hondo, que esta compuesta por calizas masivas con fusulinidos del Pérmico Medio y la base del Pérmico Superior. En gran parte del borde nororiental de la Sierra del Soconusco aflora una importante secuencia continental formada por areniscas, conglomerados, limolitas y lutitas de color rojo, cuyos afloramientos alcanzan la zona del Istmo de Tehuantepec y aun el extremo oriental del sur de la Sierra Madre Oriental. Esta secuencia ha sido denominada como Formación Todos Santos que constituye la base del paquete Mesozoico que aflora principalmente en Chiapas; tiene un intervalo estratigráfico que va del Triásico al Jurásico (Gutiérrez, 1956; Mulleried, 1957; Castro et al., 1975 y Lopez-Ramos, 1979).

En la parte central de Chiapas, sobre la Formación Todos Santos, descansa una secuencia sedimentaria marina del Jurásico

Superior que esta formada por calizas marinas someras con algunas intercalaciones de sedimentos continentales. Los sedimentos del Titoniano registran ambientes de plataforma abierta con fauna pelágica, sobre todo en la zona donde convergen los estados de Chiapas, Oaxaca y Veracruz, en tanto que al sureste de Chiapas las facies se vuelven más arenosas (Moran, 1985).

Viniestra (1981) ha interpretado la existencia durante el Oxfordiano, de una cuenca salina que ocupaba gran parte de la actual Sierra de Chiapas, la Llanura Costera del Golfo Sur y la plataforma continental de Tabasco. Estos depósitos salinos juegan un papel importante en la deformación de la secuencia mesozoica, y en el desarrollo de trampas estructurales petroleras.

En el área de Cintalapa, a la secuencia neocomiana se le denominada Formación San Ricardo (Richard, 1963 en Moran, 1985), y está compuesta por lutitas, areniscas rojas, intercalaciones de caliza, dolomía y algunos horizontes de yeso. El intervalo Barremiano-Aptiano parece estar ausente en las inmediaciones de la Sierra del Soconusco ya que no han sido identificadas las rocas de estas edades, lo cual evidencia que existe una discordancia entre las unidades inferiores del Neocomiano y la secuencia del Albiano-Cenomaniano, que corresponden a depósitos de calizas que afloran ampliamente en la parte central de Chiapas y que revelan ambientes de aguas someras marinas.

La actividad ígnea está representada por la presencia de derrames de lavas andesíticas en la base de la Formación San Ricardo, se la asigna una edad del Triásico Superior, también existen cuerpos andesíticos, que dan la apariencia de estar en estratos y que se depositaron posteriormente a los lechos rojos con edades que varían del Cretácico Inferior al Terciario Inferior (Herrera y Estavillo, 1988).

El Cenozoico se encuentra constituido por rocas ígneas y sedimentarias, estas últimas consisten de areniscas y lutitas interestratificadas cerca de Tuxtla Gutiérrez y Comitán, Chis., del Paleocénico; se presentan además lutitas cubiertas por

areniscas y conglomerados del Eoceno. Una secuencia de tobas conocidas como Tobas Rosario, corresponden al Oligoceno-Mioceno, estos depósitos afloran entre las poblaciones de Cintalapa y Chicomosuelo, Chis., provenientes posiblemente de los volcanes de la Unión y Tacaná.

En el flanco sur de la Sierra Madre de Chiapas, se presenta una franja de granodioritas, cuarzomonzonitas y un stock de granito del Mioceno temprano y tardío. El origen de estos plutónicos y tobas, es probable que se encuentren asociados con el magmatismo y vulcanismo de la Trincherá Mesoamericana. Burkart (1983) (en Montoya y Vega, 1985) asocia esta actividad con un arco de islas, desarrollado durante el Mioceno y cuyas manifestaciones más intensas se encuentran al sureste de Oaxaca y al sur de Guatemala como una posible continuidad del vulcanismo en el Golfo de Tehuantepec.

En la región sureste de México existen algunos yacimientos minerales conocidos de origen hidrotermal, que presentan la asociación plata-plomo-zinc-oro-cobre, en general son de pequeñas dimensiones y se localizan fundamentalmente en el sur de Chiapas, en las localidades de Pijijiapan, Nueva Morelia, Lajería, Payacal y Alaares. Existen además, yacimientos metasomáticos de hierro en las localidades de La Ventosa, Niltepec y Fololapilla; de hierro y cobre en Arriaga, y de cobre, plomo y zinc en Ixtapa (Moran, 1985).

CAPITULO III METODOLOGIA

Para la realización de este trabajo se contó con el B/D "El PUMA", con el cual se efectuaron dos campañas oceanográficas, la MIMAR III y MIMAR IV. A bordo de dicho buque se tuvo la oportunidad de obtener muestras y datos fisicoquímicos y biológicos. Por otro lado, se utilizó la infraestructura del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la U.N.A.M., así como recursos financieros para la adquisición de equipos y materiales a través de los proyectos "Estudio de Sedimentos y Minerales del Mar en el Piso Oceánico del Golfo de Tehuantepec, México" del ICMYL e "Investigaciones Geológicas y Químicas de Recursos Minerales Marinos Mexicanos" de la UNAM y el CONACYT.

Durante el periodo comprendido del 14 de mayo al 7 de junio de 1987, se realizó la campaña oceanográfica MIMAR III (acrónimo de Minerales del Mar) a bordo del B/D "El PUMA", en donde se efectuaron 45 transectos, con un total de 244 estaciones (Fig.3.1), utilizando una draga tipo Smith McIntyre para la recolección de sedimentos superficiales a profundidades que oscilan entre 20 y 200 m, obteniéndose de ellos datos de pH, Eh y el análisis faunístico, además cada 5 transectos y a profundidades de 100, 150 y 200 m se tomaron muestras de agua de fondo, utilizando una botella tipo Niskin, donde se tomaron datos de temperatura, oxígeno disuelto (O_2), salinidad, pH y Eh.

Una segunda campaña (MIMAR IV) se realizó el 25 de marzo al 8 de abril de 1988 en el mismo buque y en la misma región, en donde se realizaron un total de 124 estaciones (Fig.3.1) a profundidades que varían de 50 a 500 m. La finalidad de esta campaña consistió en realizar un muestreo de sedimentos superficiales (34 muestras) con la draga tipo Smith McIntyre, en las áreas que presentan un mayor interés y así tener una mejor definición de la distribución

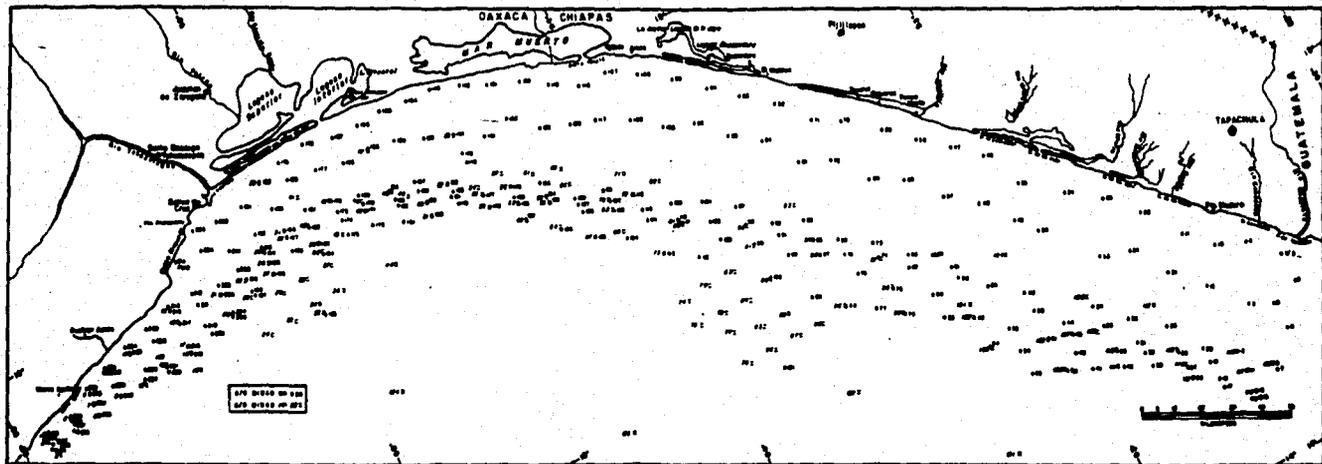


FIGURA 3.1. Localización de estaciones de las campañas oceanográficas MIMAR III y MIMAR IV.

y composición de los diferentes tipos de sedimentos. Además se realizaron hidrocalas y muestreos de agua de fondo que permitieron establecer los valores de oxígeno disuelto en el área de estudio.

En ambas campañas se tuvo un registro continuo de ecosonda y un posicionamiento por medio de satélite y radar para cada estación oceanográfica (Fig.3.1; tabla 3).

Los análisis granulométricos, mineralógicos, químicos y petrográficos de los sedimentos se realizaron en los laboratorios de Sedimentología, Química Marina y de Microscopía Electronica de Barrido, del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

El análisis granulométrico consistió en determinar el contenido de gravas, arenas y lodos (limos + arcillas), y la relación de estos tamaños para determinar su composición textural. Para ello se realizaron los siguientes pasos: se tomó una submuestra de 50 a 120 gr, dependiendo del tipo de sedimento (para el análisis de los sedimentos lodosos se tomó más muestra), ésta se puso a secar completamente, y después se pesó (gr); mediante un tamizado en húmedo con una malla de 0.0625 mm (4 ϕ) de abertura se separó la fracción gruesa (gravas + arenas) de la fina (lodos), recuperándose únicamente la fracción gruesa, cuantificándose su peso en seco para obtener el porcentaje de gravas+arenas y lodos; para obtener los porcentajes individuales de gravas y arenas se utilizó una malla de 4.00 mm (-2 ϕ) de abertura y de 4 ϕ , através de un agitador de tamices Ro-Tap W.S. Tyler, dándoles un tiempo de tamizado de 15 minutos aproximadamente para cada muestra, y después se obtuvo el peso de cada fracción para obtener finalmente los porcentajes individuales de grava, arena y lodo y así proceder a caracterizarlas texturalmente.

La fracción gruesa de todas las muestras, fué observada en un microscopio binocular de 20 aumentos para el análisis composicional, estimándose el porcentaje de los principales constituyentes terrígenos (cuarzo, feldespatos, fragmentos de

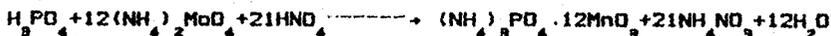
roca, micas, restos de materia vegetal o leñosa y otros), biogénicos (restos de organismos marinos) y de reemplazamiento y/o autigénicos (minerales de fósforo y otros). Además se procedió a la realización de láminas delgadas en muestras que presentan porcentajes altos de fósforo, para observar sus propiedades ópticas mediante un microscopio petrográfico y realizar un análisis petrológico; también se utilizó el microscopio electrónico de barrido para observar detalles texturales y mineralógicos.

La determinación del contenido de fósforo (P_2O_5) en las submuestras totales de sedimento, se llevó a cabo por el método volumétrico (según A.F.P.CH., 1970; Voguel, 1983 en Ruiz, 1990), que se basa en la disolución ácida (HCl con HNO_3) de los fosfatos presentes en los sedimentos y en la reacción estequiométrica del molibdato de amonio y los fosfatos disueltos, de los que se obtiene el precipitado de fosfomolibdato de amonio del cual se cuantifica volumétricamente disolviéndolo con una base fuerte ($NaOH$) y titulando el exceso con ácido fuerte (HCl). Al efectuar los cálculos, el contenido de fósforo total, se expresa como % de P_2O_5 sobre base seca. Las reacciones que se llevan a cabo, son las siguientes:

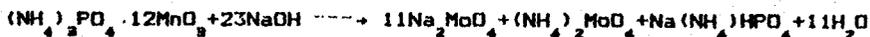
a) En el ataque ácido-mineral.



b) En la precipitación.



c) En la titulación



Este método es aplicable en concentraciones altas y bajas dentro de un rango de 0.5% a 45% de P_2O_5 ; por modificaciones a la técnica, ya que se utilizaron sedimentos y no rocas, como se describe en el método original, utilizando sedimentación del precipitado en lugar del filtrado, se logró valorar en concentraciones más bajas de lo reportado (0.116%) (Ruiz, 1990).

Finalmente se realizó el trabajo de gabinete, en donde se elaboraron los planos, gráficas, figuras y tablas, para establecer una distribución de sedimentos y proceder a la interpretación y análisis de los resultados tomando en cuenta los parámetros físicos, químicos y biológicos, con la finalidad de explicar y entender, el origen y distribución de los sedimentos fosfatados que se encuentran en el Golfo de Tehuantepec.

CAPITULO IV

ANALISIS GEOMORFOLOGICO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC

El Golfo de Tehuantepec, se ubica en la provincia definida por Luco (1985), como la Margen Submarina del Sur de México, donde dos grandes estructuras limitan la fisiografía y la tectónica de esta provincia, estas son, la Sierra Madre del Sur y la Trinchera Mesoamericana. La primera se extiende desde Bahía Banderas hasta el Istmo de Tehuantepec, continúa con la Sierra de Chiapas y el Sistema Montañoso de Centroamerica. La segunda, es paralela al margen continental y es continua desde Cabo Corrientes hasta Panamá, donde la actividad tectónica es gobernada por un proceso de subducción. Las provincias geológicas que abarca esta región, adquirieron su configuración actual, como consecuencia de los desplazamientos tectónicos que han actuado desde el Cretácico Superior tardío (Fig. 4.1) desde entonces la placa continental de

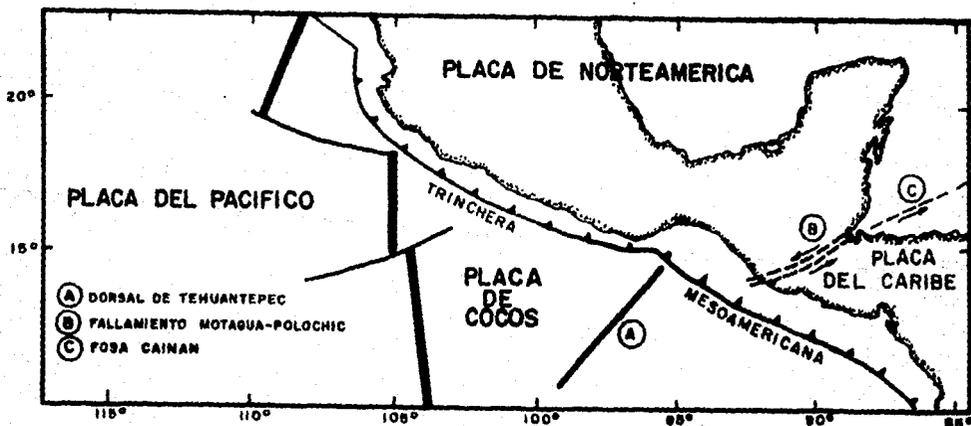


FIGURA 4.1. Placas tectónicas en el suroeste de México.

Norteamérica ha migrado al occidente y al suroccidente (Sánchez, 1981), la placa oceánica del Pacífico en subducción, migra hacia el noreste y la placa oceánica del Caribe con movimiento inicial hacia el noreste y posteriormente al oriente (Aguayo y Marín, 1987). La placa oceánica de Cocos, se originó hace unos 25 m.a. (Hey, 1977) y penetra bajo la Norteamericana con una dirección NNE con una velocidad de 8 cm/año (Larson y Chase, 1970), produciéndose numerosos sismos cuya profundidad focal es menor de 60 km (Figueroa-Abarca, 1975). Grivel y Ugarte (1971) en Carranza-Edwards (1980), detectaron levantamientos de la corteza, mediante observaciones mareográficas, de 14 cm en Puerto Angel Oax., y de 23 cm en Acapulco Gro., los cuales están asociados con la ocurrencia de manifestaciones sísmicas.

La Trinchera Mesoamericana fué descrita por Fisher (1961). Se trata de una fosa paralela al continente, donde su amplitud promedio de ésta trinchera con respecto a la isobata de 3 500 m es de aproximadamente 25 a 30 km, mientras que en el fondo es de 2 a 4 km medidos en la última isobata de 4 500 m. Presenta un perfil transversal asimétrico, con mayor pendiente hacia el continente, más de 5°, y menor hacia el océano, 2 a 3°. En su perfil longitudinal en territorio mexicano muestra una alternancia de elevaciones y depresiones (Fig.4.2). Frente al Golfo de

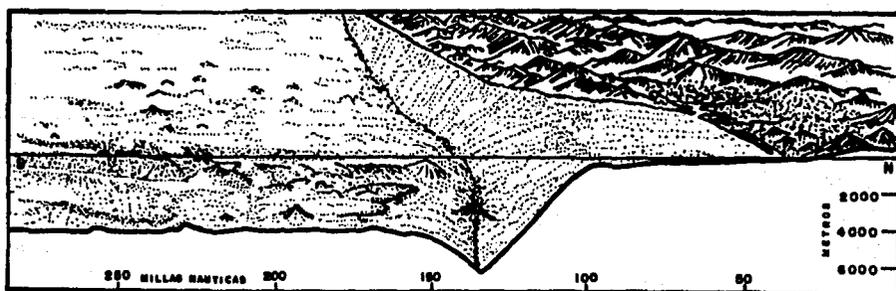


FIGURA 4.2. Sección batimétrica del Golfo de Tehuantepec y Trinchera Mesoamericana (modificada de Fisher, 1961).

Tehuantepec, la trinchera cambia de dirección hacia el sureste y alcanza una profundidad de 6 497 m, (que es la mayor profundidad del territorio mexicano). En esta trinchera se localizan los focos sísmicos principales, que afectan con gran intensidad a las porciones costeras, sistemas montañosos marginales (Sierra Madre del Sur y Sierra Madre de Chiapas), las depresiones intermontanas del Río Balsas y el Sistema Volcánico Transversal (Lugo, 1985).

De acuerdo con el mapa batimétrico (Fig.4.3) realizado con posicionamiento por satélite y registros continuos de ecosonda de las campañas MIMAR III y IV, quedan expresados los rasgos fisiográficos que constituyen el piso oceánico del Golfo de Tehuantepec y que han sido originados por la compleja geodinámica de la región. En la porción oriental del Golfo de Tehuantepec se observa que la extensión de la plataforma continental es amplia, con un promedio de 45 km y pendientes suaves que van de 0.5° a 1.5° (Fig.4.4, secciones. A-A' y B-B') a diferencia de la parte occidental, donde es muy estrecha (1 a 15 km de extensión) (secciones C-C' y D-D') o incluso nula (sección E-E'), con pendientes de 1° en promedio. La región esta formada por un conjunto de bloques afallados, según datos sísmicos y gravimétricos de Fisher, 1961; Hayes y Ewing, 1970; Sánchez-Barreda, 1981 y Pedrazzini et al., 1982, entre otros. En los registros de los ecogramas obtenidos durante las campañas MIMAR III y IV, esta representado este conjunto de bloques afallados, por fracturamientos localizados entre las isobatas de 80 a 100 m (Fig.4.5), los cuales conforman una gran fractura, que tiene un salto de 10 a 20 m, que corre casi paralelo a la línea de costa y a otras fracturas que se encuentran en la parte continental (Guerra-Peña, 1976), con una dirección SE-NW. Su extensión cartografiada es de 250 km y posiblemente continúa con la misma dirección y forma la traza del Río Tehuantepec (Carranza-Edwards, 1987 y 1988; Morales et al., 1989). Aún cuando en esta porción no fue posible detectar la Fractura de Tehuantepec, debido posiblemente a un sepultamiento por los

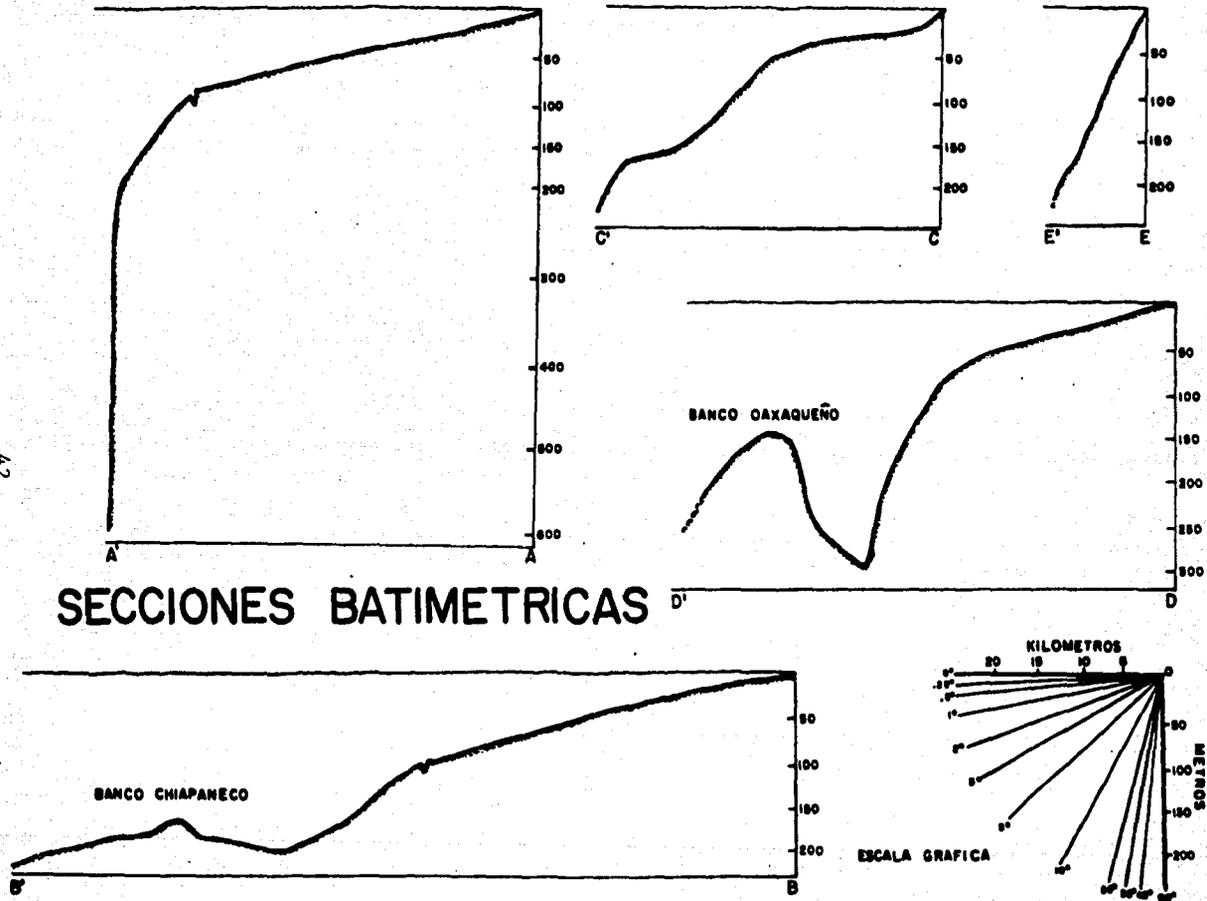


FIGURA 4.4. Perfiles batimétricos del Golfo de Tehuantepec.

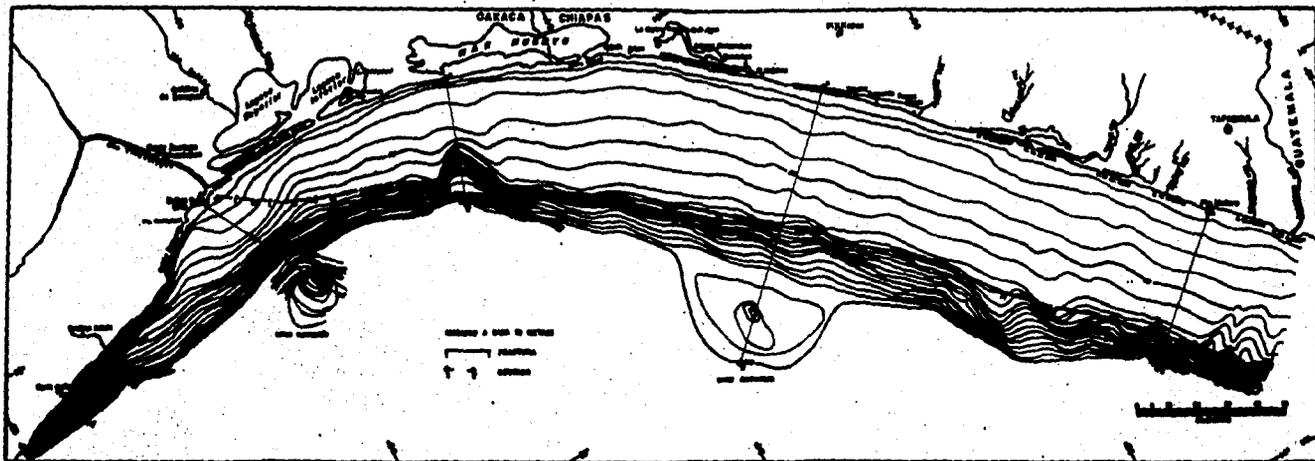


FIGURA 4.3. Mapa batimétrico del Golfo de Tehuantepec.

abundantes sedimentos aportados por dicho río. Esta fractura representa el límite inferior de la plataforma continental, en donde se presentan quiebres muy abruptos que oscilan entre 5° a más de 45° formando paredes casi verticales, es sensiblemente perpendicular a la Dorsal de Tehuantepec y pudo haberse originado, como resultado de la tectónica del sistema de fallas transformantes Motaqua-Polochic, o debido a la subducción de la placa de Cocos en este sector, siendo principalmente un rasgo distensivo.

En los perfiles obtenidos de los ecogramas (Fig.4.5) se observaron pequeños promontorios de unos 10 a 15 m de altura que están asociados a la fractura, más comunmente en la parte superior que en la inferior, están constituidos por colonias de hexacorarios que se desarrollan sobre un sustrato duro (areniscas bien cementadas por CaCO_3) que fue expuesto posiblemente cuando se originó la fractura, el cual constituye una base apropiada para un crecimiento arrecifal.

La Dorsal de Tehuantepec juega un papel importante para la definición morfológica del Golfo de Tehuantepec, ya que representa el límite noroeste de la Cuenca de Guatemala y constituye una cordillera de actividad sísmica ocasional (Molnar y Sykes, 1969); además coincide con la misma dirección de la "anomalía" registrada en el plano batimétrico (entrante de curvas batimétricas) (Fig.4.3), frente al Mar Muerto (Fig.4.4, sección C-C'), siendo posiblemente una manifestación de ésta en la plataforma continental, además de que a partir de esta zona hacia el occidente, la fractura no fué plenamente registrada, esto puede explicar el comportamiento diferencial de la Placa de Cocos a partir de esta cordillera, distinguiéndose hacia el oeste una plataforma muy estrecha y hacia el este una plataforma muy amplia.

Otros rasgos sobresalientes del Golfo de Tehuantepec, lo constituyen dos bancos, uno localizado a 65 km al suroeste del poblado del Majahua Chis., denominados por Carranza-Edwards (1989)

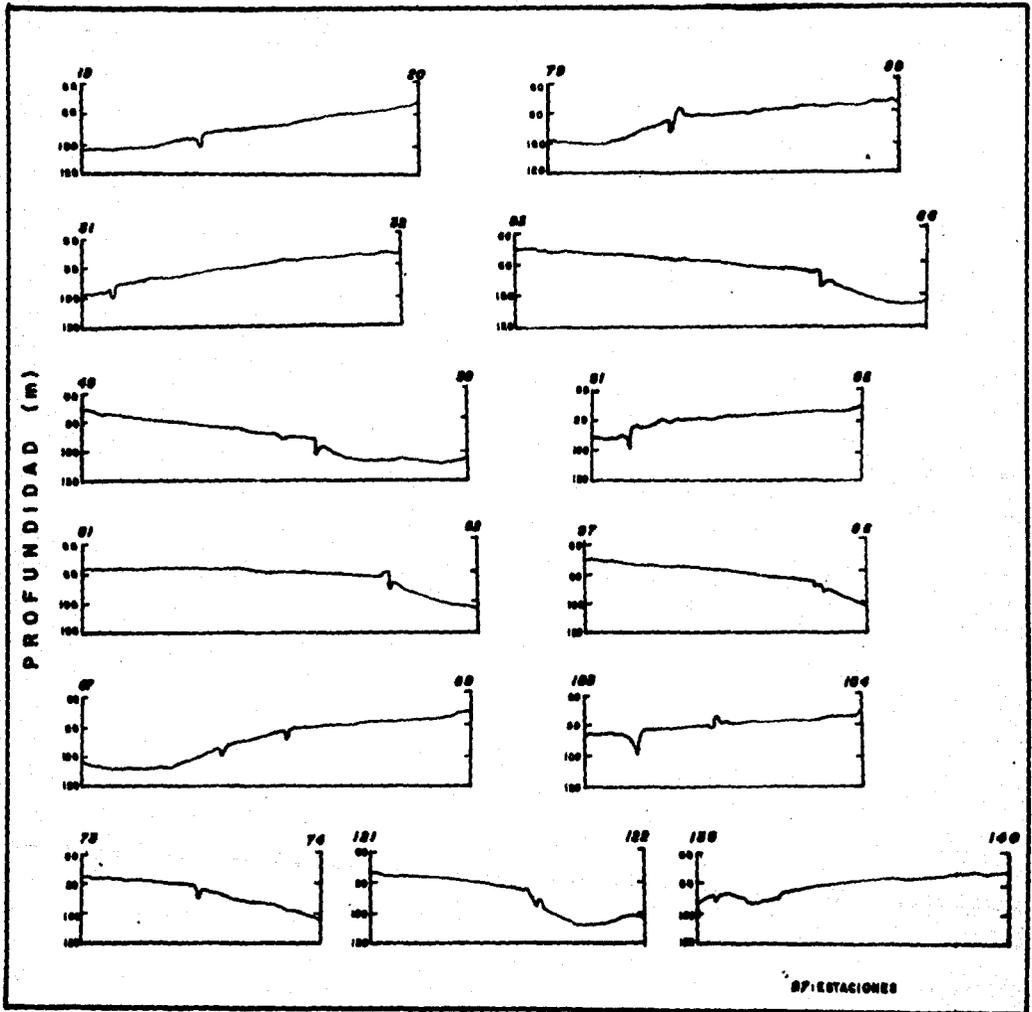


FIGURA 4.5. Perfiles batimétricos, obtenidos de ecogramas, donde se observan fracturamientos (tomado de Carranza-Edwards, 1987).

"Banco Chiapaneco" y el segundo que se encuentra a 40 km al sur de Salina Cruz Dax., denominado "Banco Oaxaqueño" (Figs. 4.3 y 4.4, secciones B-B' y D-D'); el primero abarca un área de aproximadamente 1 200 km² y se encuentra en profundidades que oscilan entre 160 y 200 m, presentando flancos de pendientes suaves; el Banco Oaxaqueño es más pequeño ocupando un área de 350 km² aproximadamente y presenta flancos de pendientes muy inclinadas entre las isobatas de 160 a 220 m. Ambos bancos se encuentran continuos al límite inferior de la pendiente que delimita a la plataforma continental. Estos bancos asemejan a lo que se conoce como *Borderland* (Borde Continental) definida por Shepard y Emery (1941) como "una región sumamente irregular bastante más profunda que una plataforma continental, y que adyacente a un continente suele ocupar o bordear a una plataforma". Emery (1960) describió como *Borderland*, la margen de California en los Estados Unidos y su extensión hacia la península de Baja California, donde su longitud supera los 2 000 km y su relieve presenta laderas espinadas, escarpes, depresiones limitadas por fallas y mesas. Luco (1989) menciona que "si la plataforma continental está fuertemente desmembrada e incluye profundidades que sobrepasan los valores comunes (180 a 200 m) para esta estructura, la plataforma continental se denomina *Borderland*". El *Borderland* limita en su porción superior con la plataforma continental y en la base con la planicie abisal. Para el caso del Golfo de Tehuantepec, los dos bancos constituyen un relieve de importancia, ya que sobre ellos se desarrollan acumulaciones de sedimentos ricos en fosfatos, además que pueden estar modificando las condiciones físico-químicas de área.

Otro aspecto notorio en la descripción del plano batimétrico, es la ubicación de un cañón submarino frente a la desembocadura del Río Suchiate, que inicia en la isobata de 50 m y quizá se profundiza a más de 500 m, donde se tienen pendientes muy abruptas, lo que es característico a partir de los 100 m de profundidad para esta región.

El origen y evolución de los rasgos morfológicos del Golfo de Tehuantepec, son de difícil interpretación geológica, por tratarse de un área estructuralmente compleja, que se encuentra cerca de la triple unión de las placas de Norteamérica, de Cocos y del Caribe; esta complejidad dificulta la identificación de los eventos tectónicos.

Según datos de gravimetría y magnetometría (Pedrazzini et al., 1982), una cuenca antigua subyace al actual Golfo de Tehuantepec. Su límite septentrional se adentra en la planicie costera, su borde noroeste coincide con la costa actual y su límite meridional es indicado por un gran máximo, tanto gravimétrico como magnético, que se extiende a lo largo del borde de la plataforma continental. Esta antigua cuenca, se inició probablemente con el fracturamiento del borde continental (Fig.4.6), Pedrazzini et al. (1982) infieren que la historia de esta cuenca tuvo dos etapas principales de desarrollo. En la primera, el borde del continente se fracturó en bloques que se fueron hundiendo paulatinamente y el mar invadió el área durante el Cretácico tardío. Hacia el final del Cretácico y durante el Terciario temprano la cuenca se profundizó y se mantuvo abierta, permitiendo la libre circulación de las corrientes. La sedimentación fue en un principio, limitada a ambientes someros, con gran influencia de aporte de sedimentos continentales; posteriormente, predominó una sedimentación marina.

La segunda etapa de desarrollo de la cuenca, que se efectuó a partir del Mioceno, está regida por la subducción de la Placa de Cocos y por la formación de un sistema arco-fosa, incluyendo una cuenca de antearco que se sobrepuso a la antigua cuenca de Tehuantepec.

Aguayo y Marín (1987), describen que la provincia del Golfo de Tehuantepec alcanzó una máxima actividad tectónica a partir del Mioceno Medio, lo cual se refleja por la efusión de rocas volcánicas además del rápido hundimiento del basamento, cuya



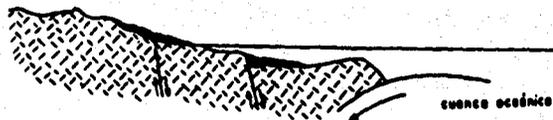
1.- JURASICO TEMPRANO-MEDIO: FRACTURAMIENTO



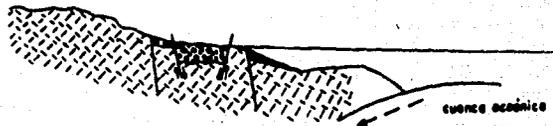
2.- JURASICO TARDIO-CRETACICO TEMPRANO: COLAPSO DEL BORDE CONTINENTAL



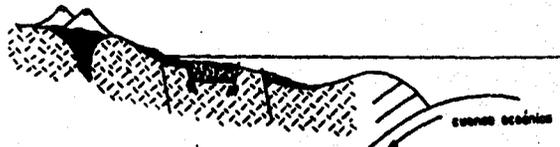
3.- TURONIANO-SANTONIANO: COMIENZA LA SUBSIDENCIA DE LA PLACA PACIFICA; SE FORMA UN ARCO MAGMATICO



4.- FINAL DEL CRETACIO-TERCIARIO TEMPRANO: SE PROFUNDIZA LA CUENCA.



5.- MIOCENO TEMPRANO: LA SUBDUCCION SE INTERRUMPE?; FENOMENOS TENSIONALES LOCALES



6.- MIOCENO TARDIO: SUBDUCCION Y FORMACION DE UN COMPLEJO ARCO-FOSA

(Tomado de PEDRAZZINI et al., 1982)

FIGURA 4.6. Secuencia de eventos inferidos, que dan origen al Golfo de Tehuantepec (Pedrazzini et al., 1982).

expresión se manifiesta con la formación del Golfo de Tehuantepec, mencionando que la evolución de este Golfo, es consecuencia de la reactivación del bloque Honduras-Nicaragua que se desplaza a lo largo del sistema Motagua-Polochic, provocando el máximo desarrollo del sistema de fallamiento lateral izquierdo en el macizo granítico de Chiapas. Simultáneamente con la actividad del sistema mencionado, también actuaban los esfuerzos compresivos generados por el desplazamiento de la Placa de Cocos hacia el noreste, provocando la ruptura del macizo granítico de Chiapas con un sistema de fracturas y fallas orientadas en esa dirección, con rasgos diferenciales de los bloques del basamento y escarpes de fallas, como el de Chipihua Oax., que es el límite occidental del Golfo de Tehuantepec.

La historia más reciente del área es dominada por los movimientos a lo largo del sistema de fallas transcurrentes Motagua-Polochic, en el límite de las placas de Cocos y de Norteamérica (Burkart, 1978), activas a partir del Plioceno.

Hace 19 mil años el nivel del mar se encontraba más bajo que el actual, lo cual la plataforma continental estaba expuesta a procesos subáeros durante el Holoceno, época en la cual se formaron terrazas y cañones submarinos (Sánchez-Barrera, 1981).

CAPITULO V

ANALISIS SEDIMENTOLOGICO

La naturaleza, distribución y origen de los sedimentos superficiales que existen en el piso oceánico son aspectos básicos en la definición y conocimiento de los procesos que ahí ocurren actualmente, por lo que es importante esto, para lograr avances en la exploración y explotación de los recursos minerales marinos en el desarrollo de un país que cuenta con una Zona Económica Exclusiva muy amplia y casi sin explorar en este contexto.

ANALISIS TEXTURAL

Los sedimentos se caracterizan en base a sus propiedades texturales, estructurales y composicionales (Pettijhon, 1975). En la elaboración de este trabajo se realizó un análisis granulométrico, mediante una serie de tamices para separar y medir las partículas que componen a los sedimentos, en este caso gravas, arenas y lodos (limos + arcillas), este análisis es de importancia ya que revela la competencia y eficiencia de los agentes de transporte en la zona de estudio. Al utilizarse tamices, se miden no solamente tamaños, sino que también se clasifican las partículas en base a su dimensión del área de la sección menor ("formas"), ya que partículas aciculares pueden pasar por tamices y ser pesadas como si fuesen de menor tamaño. Wentworth (1932, en Pettijhon, 1975) señala que existe una base "natural" para los límites granulométricos elegidos, fundamentada en el conocimiento de que las diversas clases de materiales, se correlacionan estrechamente con los distintos modos de transportes y derivación de los sedimentos a partir de la roca madre.

La base para la clasificación granulométrica consiste en un diagrama triangular en la que se representan las fracciones de

grava (mayor de 2 mm), arena (entre 0.0625 y 2 mm) y lodo (menor de 0.0625 mm comprendiendo limos y arcillas) y se definen grupos texturales basándose en las proporciones de estos tres componentes.

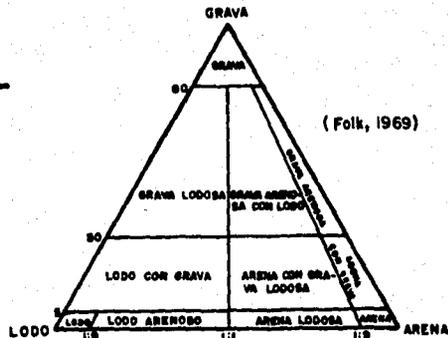
En el análisis granulométrico realizado para este estudio, es de importancia mencionar las relaciones que se presentan con la composición de cada fracción analizada, ya que en los constituyentes de gravas y arenas (en algunos casos), están compuestos por material biogénico (reemplazado y/o aglutinado), por lo que las interpretaciones de las formas de transporte y depositación difieren de los componentes terrígenos, este aspecto se tratará con más énfasis, al tratarse la parte composicional de los sedimentos.

La relación de los porcentajes en peso de las fracciones de grava, arena y lodo de los sedimentos analizados se muestran en la tabla 4. Posteriormente, estos datos se presentan en el diagrama triangular (Fig.5.1) propuesto por Folk (1969), para darles una clasificación textural. Del total de las 278 muestras analizadas, solo el 7% (20 muestras) corresponden a la clasificación que contiene gravas (arena con gravas, arena con grava lodosa y lodo con grava) y la mayoría (93%) corresponden a los términos de arena, arena lodosa, lodo arenoso y lodo. La razón por la cual se decidió adoptar la clasificación de Folk (1969) (tabla 4), es que se consideran a las fracciones de gravas, ya que constituyen una parte importante en los objetivos de este estudio, ya que presentan una relación con los reemplazamientos fosfáticos en organismos carbonatados y aglutinados.

La distribución de los diferentes tipos de sedimentos que se presentan en el Golfo de Tehuantepec (Fig.5.2) presentan una tendencia general de formar franjas paralelas a la línea de costa, que son interrumpidas o presentan "parches" por las condiciones locales en el aporte, origen y composición de los sedimentos.

Las arenas son los sedimentos más abundantes de la zona de estudio; se encuentran ampliamente distribuidas en la parte

CLASIFICACION TEXTURAL DE LOS SEDIMENTOS



51

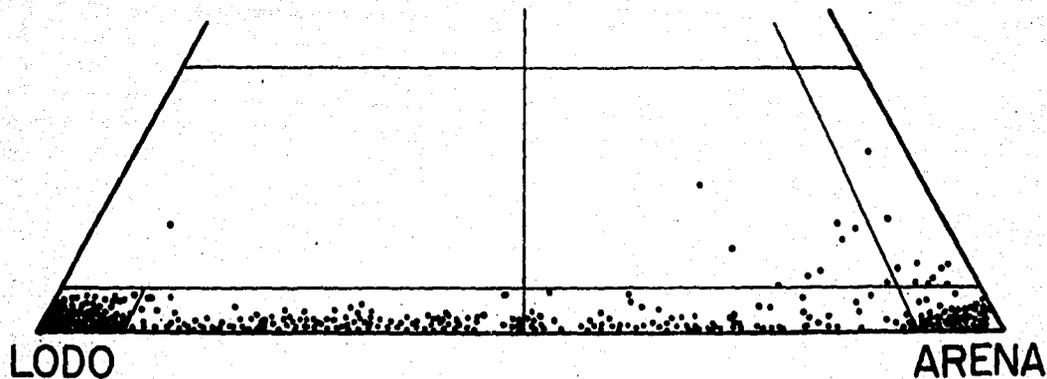


FIGURA 5.1. Clasificación textural de los sedimentos superficiales del Golfo de Tehuantepec (según la clasificación de Folk, 1969).

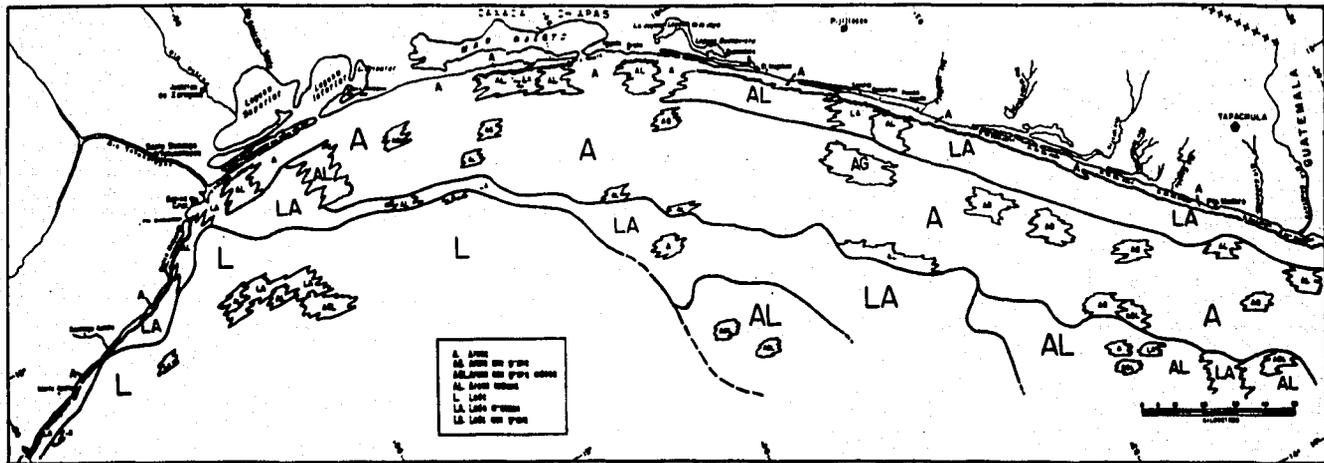


FIGURA 5.2. Mapa de distribución de los diferentes tipos de sedimentos en el Golfo de Tehuantepec.

central del golfo a profundidades que oscilan entre 30 y 100 m y en las porciones frente a las barras de la Laguna Buenavista, Tonalá y de la Laguna Inferior, que están formadas en su totalidad por materiales del tamaño de arena (Carranza-Edwards, comunicación personal) y que se le puede atribuir como fuentes de aporte a dichas regiones, siendo distribuidas principalmente por las corrientes locales. Dentro de esta franja de arena se encuentran varios "parches" que están constituidos principalmente por fracciones más gruesas (arenas con gravas). La composición de estas, es generalmente de fragmentos de conchas (gasterópodos y/o bivalvos), a excepción del que se encuentra frente a la desembocadura del Río Suchiate que está compuesto por fragmentos de roca (8% volcánicas, ígneas y metamórficas); también se encuentran algunos "manchones" de materiales constituidos por sedimentos más finos (arenas lodosas) que bien pueden ser zonas transicionales en la gradación de las franjas adyacentes o contiguas. Es importante mencionar que esta franja de arena no es continua hacia la porción occidental, debido a que la plataforma continental es muy estrecha o prácticamente nula, en adición con las fuertes pendientes y escasos sistemas fluviales que aporten hasta la porción netamente marina este tipo de materiales, restringiéndose de esta manera su distribución al ambiente de playa y profundidades muy someras (menos de 25 m) que se encuentran inmediatamente de la línea de costa; por lo que aquí se presenta una franja de lodos arenosos hasta profundidades que oscilan entre 60 y 100 m. A mayores profundidades ya se encuentran los lodos, que en ocasiones presentan fracciones más gruesas (gravas o arenas de composición biogénica) que constituyen lodos con gravas o lodos arenosos.

Es importante recordar que las profundidades mínimas de muestreo para este estudio fueron 20 m, por lo que la interpretación de la distribución de los sedimentos a profundidades menores, se utilizaron los resultados obtenidos por Carranza-Edwards (1980; 1986 y 1989) en estudios de las playas y

zonas someras de los estados de Chiapas y Oaxaca que están constituidas por arenas.

Contrariamente a la distribución normal de los diferentes tipos de sedimentos, por su tamaño, en los ambientes marinos, donde se esperaría encontrar gravas y arenas cercanas a la línea de costa y materiales más finos (lodos) a mayores profundidades, en el Golfo de Tehuantepec en su parte oriental y central se presenta una franja de lodos arenosos y arenas lodosas hasta una profundidad de 30 m, que se ve interrumpida por regiones de arenas que fueron descritas anteriormente (Fig.5.2). Estas variaciones en la distribución normal, pueden deberse a las condiciones estacionales y épocas de muestreo. La influencia que ejercen los ambientes de los sistemas lagunares, fluviales y litorales en distintas épocas a lo largo de uno o varios años, es determinante para presentarse este tipo de distribución.

Los sistemas lagunares son importantes receptores de materiales finos que van hacia la plataforma, pero éstos pueden ser aportados en épocas de lluvias a alta acción del oleaje (invierno) que provocan que la(s) barra(s) se abran y dejen paso libre a la depositación de estos materiales hacia la plataforma, al igual los sistemas fluviales que están represados a lo largo de su cauce, son importantes aportadores de sedimentos finos que son transportados en suspensión por las corrientes superficiales y quizás de fondo.

A partir de los 90-100 m de profundidad aproximadamente, en la parte central y occidental del Golfo de Tehuantepec, coincidiendo con la desembocadura del Río Tehuantepec, se presenta una franja de lodos arenosos, y en la porción oriental de arenas lodosas, ambas presentan "parches" aislados de material grueso de diferentes tipos. Las fracciones gruesas están constituidas por terrígenos y pocos biógenos; su distribución está directamente relacionada con los aspectos morfológicos, en donde se presenta la mayor amplitud de la plataforma continental a diferencia de la porción occidental donde predominan los lodos y se tiene una

plataforma estrecha o practicamente nula.

En la región donde se ubica el Banco Chiapaneco, se encuentran arenas lodosas con dos manchones de arena con grava lodosa, mientras que en el Banco Oaxaqueño esta constituido por un conjunto de pequeñas áreas de arena lodosa, lodos arenosos y arenas con grava lodosa. En ambos casos las fracciones gruesas estan compuestas casi en su totalidad por testas de foraminíferos y otros restos de organismos marinos, lo que indica una alta productividad en ambas zonas.

ANALISIS COMPOSICIONAL

En cuanto a la determinación de los principales constituyentes mineralógicos y orgánicos de la fracción gruesa de los sedimentos (tabla 5) se observarán dentro de los terrígenos a los siguientes: cuarzos, feldspatos, fragmentos de rocas, micas, materia vegetal o leñosa y otros (donde se agrupan minerales como la magnetita, ilmenita, olivino, zircón, etc.). Cabe señalar que en el grupo de otros, no se incluyen los minerales de P_2O_5 , primero porque son constituyentes de reemplazamiento biogénico y segundo, porque su determinación no fue estimativa (% estimativo en tablas de comparación) como todos los constituyentes, sino que fue cuantitativa, por medio de análisis químicos (tema que se describe en el capítulo VI); y finalmente aquellos de origen biogénico que comprenden testas de foraminíferos, restos de bivalvos, gasterópodos, vertebras de peces, etc. En la tabla 6, se presenta con más detalle el análisis faunístico de los sedimentos. Aquí se observa que los foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos, son los que predominan, seguidos por micromoluscos y fragmentos de conchas, además de que en algunas muestras se observaron ostrácodos, poliquetos, briozoarios, copépodos, bivalvos, escafópodos y espículas de esponjas, entre otros.

Como se observa en la tabla 5, el cuarzo y los restos de organismos marinos (R.O.M.) son los principales componentes del sedimento en las fracciones de arena, ambos guardan una relación inversamente proporcional con la profundidad. El cuarzo es abundante hasta profundidades de 70 a 90 m y a profundidades mayores disminuye, en cambio aumentan considerablemente los biogénos (principalmente foraminíferos); ésta relación está en función de las variaciones e influencia que ejercen los ríos, corrientes superficiales y de fondo, a la amplitud de la plataforma y a la alta productividad orgánica que se manifiesta en la región. Las mayores concentraciones de cuarzo (88%) se encuentran en zonas someras, con excepción de la parte oriental (frente a la Barra de Zacapalco) donde se tienen más de 20% a profundidades mayores de 100 m. Los granos de cuarzo se encuentran entre angulosos y subangulosos ($\rho=0.5$ a 0.4) según la clasificación de Pettijhon (1975), con la presencia esporádica de cristales de cuarzo bien desarrollados (Montoya y Vega, 1989).

La presencia de feldespatos en los sedimentos, está directamente relacionada con la descarga de grandes ríos, como el Suchiate y Tehuantepec, a profundidades menores de 70 m predominando en las arenas y arenas lodosas. Los feldespatos son minerales poco estables y resistentes a las acciones del intemperismo y transporte (acción mecánica), por lo que su presencia en el área de estudio es muy baja. Los valores más altos de feldespatos no sobrepasan el 10% y disminuyen hasta ser nulos en gran número de muestras (tabla 5).

Los fragmentos de roca se restringen principalmente a los sedimentos arenosos de profundidades menores que 100 m que se ubican frente a la región del Suchiate-Barra de Zacapalco, en donde se tienen concentraciones máximas de 40% de líticos. En la parte occidental del área la presencia de fragmentos de roca es muy escasa o prácticamente nula, esto podría deberse a la acción erosiva del oleaje en las zonas de alta energía que desintegran en minerales a los fragmentos de roca. Estos fragmentos provienen

principalmente de rocas metamórficas (gneises y esquistos), ígneas y volcánicas.

Las micas son minerales frecuentes que se presentan en las rocas ígneas y metamórficas; por su forma laminar, fácilmente son transportadas en suspensión por lo que pueden ser ampliamente distribuidas y formar parte de cualquier tipo de sedimento. A pesar de su poca dureza y de su crucero bien desarrollado, las micas difícilmente se redondean y fracturan, debido a su elasticidad y a su forma de hojuelas que se deslizan entre otros granos durante el transporte. En el Golfo de Tehuantepec se observaron dos tipos de micas, la biotita, que es la más abundante y la muscovita, que es estable a excepción donde existen condiciones de climas cálidos y húmedos, pero que se encuentra en el Golfo de Tehuantepec por estar su fuente de origen muy cercana a la zona de depositación; la biotita es un mineral inestable que se decolora por la pérdida de hierro y en condiciones reductoras puede perder los álcalis y dar origen a la clorita. En condiciones oxidantes, tanto la biotita como la clorita se transforman en limonita y minerales arcillosos (Folk, 1969). El valor máximo de micas que se determinó en los sedimentos analizados, fué del 15%, presentándose grandes variaciones, llegando incluso a ser nula su presencia.

La materia vegetal o leñosa que se encuentra en el área de estudio, está constituida principalmente por fragmentos fibrosos, tales como tallos y hojas vegetales que en ocasiones presentan estados de carbonización. Se distribuyen principalmente en la parte occidental del golfo, desde la desembocadura del Río Tehuantepec hasta la Barra de Ayutla, con valores menores de 5%, mientras que en el resto del área son muy escasos o prácticamente inexistentes, su presencia se relaciona con profundidades generalmente mayores que 90 m, lo que permite suponer que existen condiciones reductoras para que este material se preserve.

Los biogénos, están representados por conchas de moluscos (gasterópodos y bivalvos) en la fracción de gravas (mayor que 2

mm), principalmente cuando forman los parches de arenas con gravas (Fig.5.2) y que se localizan a profundidades que oscilan entre los 30 y 90 m y sus porcentajes varían entre 10 y 20%. Los foraminíferos son otros componentes biogénicos, que constituyen hasta el 99% de la fracción de arena, en los sedimentos que se encuentran a profundidades mayores de 100 m, principalmente en la región del Banco Chiapaneco y Banco Oaxaqueño constituidos por arenas lodosas y lodos arenosos. Algunos biogénos están parcial o totalmente reemplazados por P_2O_5 , principalmente foraminíferos (tanto planctónicos como bentónicos), que en ocasiones están aglutinados y cementados también por minerales fosfáticos constituyendo fracciones de gravas.

Además de los constituyentes descritos, existen otros minerales (tales como ilmenita, magnetita, anfíboles, piroxenos, zircón, etc.) que se presentan en pequeñas cantidades individualmente, por lo que se les agrupo dentro del conjunto de "otros", el cual tiene una distribución muy variable en los sedimentos.

Las principales fuentes del suministro de sedimentos terrígenos al Golfo de Tehuantepec, se encuentran en la Sierra Madre de Chiapas, que en sus partes más bajas presenta una bien desarrollada planicie costera de 5 a 10 km, y la porción meridional de la Sierra Madre del Sur que incide directamente en la parte occidental del Golfo de Tehuantepec. Estas sierras están conformadas por rocas intrusivas graníticas de edades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas; rocas metamórficas precámbricas (gneises, esquistos, mármoles y cuerpos graníticos) y rocas volcánicas de edad cenozoica conformadas por basaltos, brechas y tobas (Fig.2.6) (según mapa geológico de la S.P.P, 1976 en Montoya y Vega, 1989).

CAPITULO VI

SEDIMENTOS FOSFATADOS

Uno de los principales recursos marinos no renovables que se encontraron en los sedimentos recolectados durante las campañas oceanográficas MIMAR III y IV en el Golfo de Tehuantepec, por su interés científico y económico, lo constituyen los sedimentos fosfatados (fluorapatitas carbonatadas).

Cressen y Swanson (1964) consideran que los sedimentos marinos tienen una concentración promedio de 0.2% de P_2O_5 , cuando ésta concentración de P_2O_5 es mayor que 0.6% denominan al sedimento como *sedimento fosfatado*. Pettijhon (1975), considera que casi todos los sedimentos contienen fósforo en pequeñas cantidades, algunos presentan cantidades excepcionales, los cuales son descritos como fosfatados, por ejemplo los limos fosfáticos o lutitas fosfáticas en promedio contienen 0.17% de P_2O_5 y en limonitas 0.04%. La mayor parte del fosfato está presente en estructuras esqueléticas, especialmente en ciertos braquiópodos, crustáceos, huesos y dientes de vertebrados.

Las rocas que contienen más del 19.5% de P_2O_5 (cerca del 50% de apatita) son definidas como *fosforitas*; si tiene más del 7.8% (20% de apatita) como *fosfáticas* (Cressen y Swanson, 1964), pero en general, se consideran como fosfáticas cuando son 1 ó 2 ordenes de magnitud más grandes que lo normal. Los términos *roca fosfática* y *lecho fosfático* han sido aplicados a los sedimentos cuyo principal componente es el fosfato, al igual que el término *fosforita* (Pettijhon, 1975).

De acuerdo con Gulbrandsen (1969), un requerimiento básico para la formación de fosforitas, es un aporte en exceso de fósforo al piso marino. La fuente que más se asemeja a dicho exceso son los organismos marinos, particularmente las diatomeas, las cuales se han observado ser una fuente adecuada en zonas de alta productividad, aportando todo el P requerido para formar

fosforitas (Cressman y Swanson, 1964). La materia orgánica puede ser continuamente oxidada y destruida para liberar el P requerido (Cronan, 1980).

Otro factor importante en la formación de fosforitas es un pH apropiado (para el área de estudio se determinaron valores que van de 6.84 a 8.53, Carranza-Edwards, 1989). Krumbein y Garrels (1952), Robertson (1966) y Pytowicz y Kester (1967) han mostrado que la solubilidad de la apatita decrece con un incremento del pH, así un pH alto en el ambiente marino favorecerá su formación. El decaimiento de organismos que aportan fósforo llevará a un pH apropiado para la precipitación de fósforo, como la ha demostrado Berner (1969). Un tercer factor que puede influir en la formación de fosforitas es la concentración de Mg en la solución de la cual se precipita el fósforo. Se han demostrado que los iones de Mg^{2+} inhiben la precipitación de la apatita, debido probablemente a que el Mg^{2+} compite con el Ca^{2+} por sitios en la estructura de la apatita (Bachra et al., 1965; Martens y Harris, 1970). Sin embargo, el magnesio puede ser removido de la solución para que la apatita precipite. Esto puede ocurrir de muchas maneras, incluyéndo reacciones diagenéticas dentro del aguas intersticiales (Drever, 1971), intercambios iónicos, dolomitización y por la formación autigénica de silicatos ricos en magnesio (Burnett, 1974).

Otro factor que favorece el crecimiento de los fosfatos, es la naturaleza de la superficie que ofrece un sitio de "nucleación" para el crecimiento de la apatita, el cual influye en la precipitación de la fosforita. Muchos autores consideran que la calcita ofrece la superficie más apropiada para la precipitación de apatita (Stumm y Morgan, 1970; Stumm y Lackie, 1970), sin embargo Burnett (1974) considera que el material esquelético silíceo, los cristales de feldespatos y la apatita en huesos de peces, son superficies apropiadas para la iniciación de la precipitación de apatita autigénica, cuando no se encuentra presente la calcita ($CaCO_3$).

Un último factor lo constituye la existencia de un bajo rango

de aporte de detritus terrigenos para el ambiente depositacional (Gulbrandsen, 1969). Esto puede ser favorecido por una descarga continental baja, ideal en condiciones de aridez.

Actualmente se sabe que un depósito rico en fosfato se puede derivar de diversas maneras, basta con mirar el ciclo del fósforo (Fig.6.1), donde se observa que se pueden formar tanto en depósitos inorgánicos como orgánicos; en medios marinos como terrestres y bajo condiciones tanto aeróbicas como anaeróbicas.

La génesis de los depósitos de fosforitas ha sido expuesta por varios especialistas en ciencias de la tierra (Kazakov, 1937; Smirnov, 1957; Simpson, 1964; LeGeros, 1965; D'Anglejan, 1968; Kennett, 1982; Baturin, 1983, entre otros), las teorías expuestas guardan una cierta similitud, describen la formación de P₂ como la consecuencia de un conjunto de factores geológicos que formaron un ambiente propicio para la formación de estos depósitos sedimentarios. Existen tres teorías principales para explicar la formación y el origen de los depósitos fosfáticos:

1. Precipitación inorgánica directa del fósforo.

Kazakov (1937) propuso un modelo en el cual, las aguas ascendentes ricas en fósforo en áreas de surgencias se vuelven sobresaturadas de fósforo, teniendo como resultado su precipitación. Burnett (1974), encontró crecimientos de apatita en material biológico, la ocurrencia de apatita en pellets no muestra evidencias de estructuras de reemplazamiento lo que favorece la idea de una precipitación directa. Adicionalmente la fosforita ha sido sintetizada por solución directa (Simpson, 1964; LeGeros, 1965) lo que provee una evidencia más de su precipitación inorgánica directa.

Baturin (1983), ha proporcionado un modelo para la precipitación directa inorgánica de fosforitas del SW de Africa y Chile. Con base en valores de P disuelto, consideró que la precipitación de fósforo dentro de la columna de agua es improbable, en contraste con el modelo de Kazakov, pero que ésta puede ocurrir en las aguas intersticiales del sedimento en donde

CICLO DEL FOSFORO

(Pettijohn, 1975)

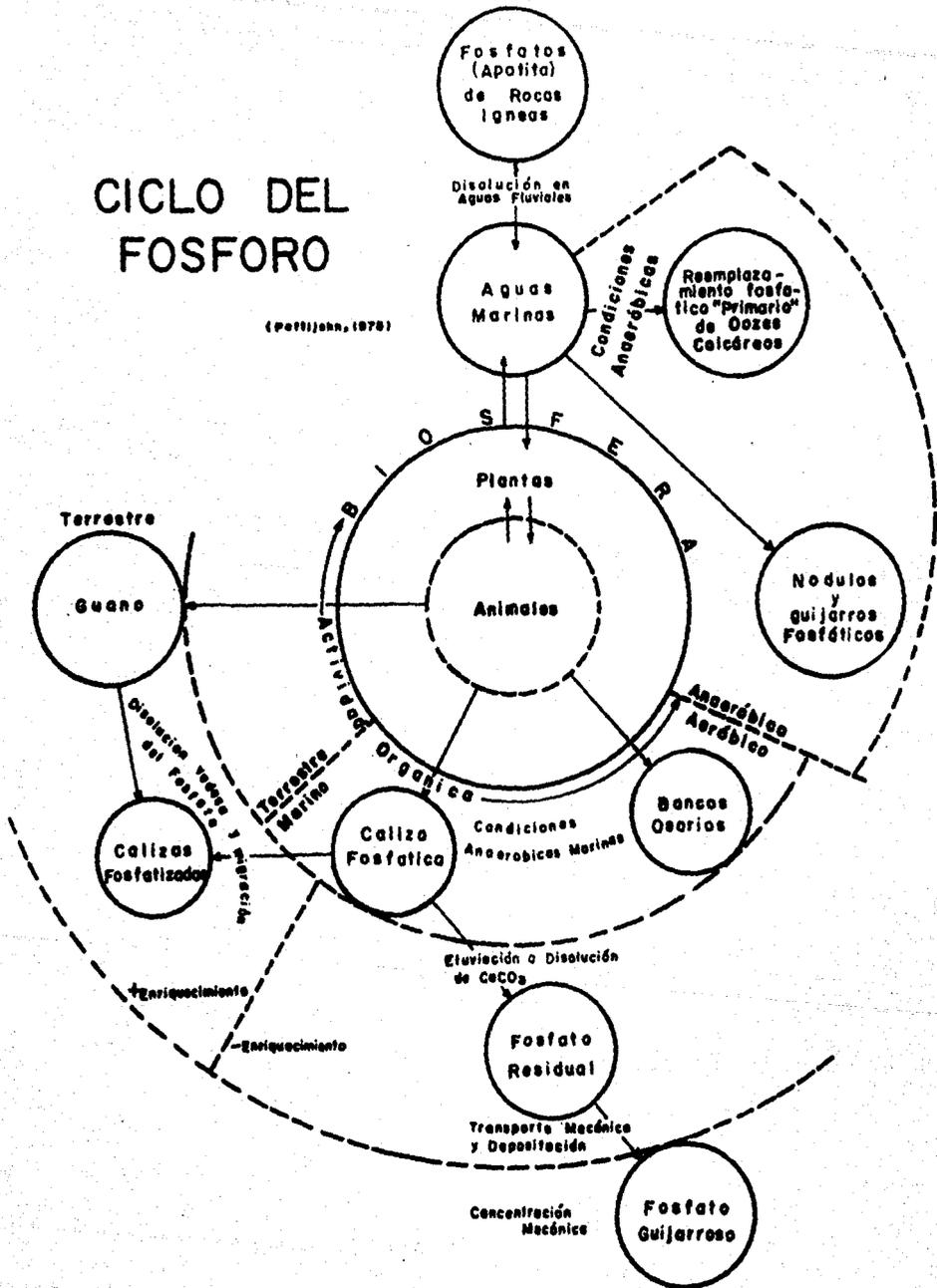


FIGURA 6.1. Ciclo del fósforo (Pettijohn, 1975).

el pH es alto debido a la sobresaturación de P. Un modelo similar desarrolló Burnett (1977, 1983) para las fosforitas de Chile y Perú, en el que propone que la precipitación de P se lleva a cabo en aguas anóxicas de los sedimentos ricos en organismos y en donde la zona de oxígeno mínimo coincide con el fondo, posiblemente debido a las fluctuaciones del pH asociadas con variaciones de oxígeno. Debido a la interferencia que presentan los iones de Mg^{2+} se pensó que estos pueden ser removidos desde las aguas intersticiales por reacciones diagenéticas. Cuando las capas de agua de fondo ascienden hacia la superficie en surgencias sucesivas, la disminución de presión resultante y la pérdida de CO_2 provocará la precipitación de fosfatos (Smirnov, 1957; Mero, 1965).

2. Reemplazamiento de CO_2 por PO_4 en el carbonato de calcio ($CaCO_3$) para formar un depósito de reemplazamiento.

Se han encontrado muchos restos de apatita calcárea pseudomórfica en el fondo marino, lo que es una evidencia del reemplazamiento de carbonato de calcio por apatitas (Ams, 1959; D'Anglejan, 1968; Kennett, 1982), sin embargo es aparente que las soluciones ricas en P son capaces de convertir al carbonato de calcio en fluorapatita carbonatada. El reemplazamiento más probable ocurre a través de las aguas intersticiales de los sedimentos a través del P derivado del decaimiento de organismos, en lugar de ser en la superficie, esto debido a que el contenido de P en el agua intersticial es mayor que en la zona de interfase. Las observaciones de Burnet (1974) y Manheim et al. (1975), sobre la precipitación directa y el origen por reemplazamiento respectivamente de fosforitas del Perú, indican que los procesos no son mutuamente excluyentes en cualquier ambiente en particular.

3. Surgencias Marinas

Las surgencias llevan a la superficie grandes masas de aguas frías ricas en nutrientes desde profundidades intermedias, las cuales promueven la existencia de organismos en abundancia,

principalmente diatomeas y como consecuencia cuando estos mueren, se eleva el flujo de material orgánico hacia las aguas profundas. Kazakov (1937) fué el primero en estudiar este fenómeno y sugirió que al "brotar" dichas aguas ricas en nutrientes aumentaba su temperatura y su pH conforme se acercaban a la superficie, y precipitaban fosfatos disueltos en profundidades entre 50 y 200 m, teniendo como límite superior la fotosíntesis y como límite inferior la presión parcial excesiva de CO_2 .

Otras explicaciones para la formación de fosforitas han sido revisadas por Dietz y colaboradores (1942), quienes mencionan que probablemente no exista una sola explicación, sino que el proceso puede envolver un número de factores operantes en grupo, en ciertos periodos del tiempo geológico.

En contraste con la mayoría de las ideas relacionadas con la génesis de las fosforitas marinas, Krumbein y Garrels (1952) piensan que su formación esté restringida a cuencas anaeróbicas en las cuales el pH es relativamente bajo. Para confirmar esta idea existe la evidencia de que el uranio encontrado en fosforitas de California, existe en estado trivalente; mientras que en el agua de mar se encuentra en el estado hexavalente (Altschuler et al., 1958). Garrels (1960) puntualizó que el uranio tetravalente no sería estable en un ambiente marino en el cual el Eh es positivo. Goldberg (1963) sostiene estas ideas usando como ejemplo una muestra de sedimento extraída del Golfo de Tehuantepec, la cual fué mineralizada por soluciones ricas en fósforo (Goldberg y Parker, 1960). El agua de mar en contacto con la muestra disminuyó en oxígeno y altas concentraciones de fósforo tuvieron lugar; la deficiencia de oxígeno fué el resultado de la oxidación de grandes cantidades de materia orgánica contenida en los sedimentos de esta muestra.

Durante las campañas oceanográficas MIMAR III y IV en el Golfo de Tehuantepec, se encontraron concentraciones importantes de P_2O_5 . En la tabla 7 se muestra el contenido de los componentes

terrigenos y biógenos (%), y su contenido de P_2O_5 (%) en la muestra total de cada una de las estaciones muestreadas. Estos datos se graficaron para mostrar la relación de P_2O_5 con la composición del sedimento en cuanto a su origen (terrigenos/biógenos). En la figura 6.2, se observa que cuando el

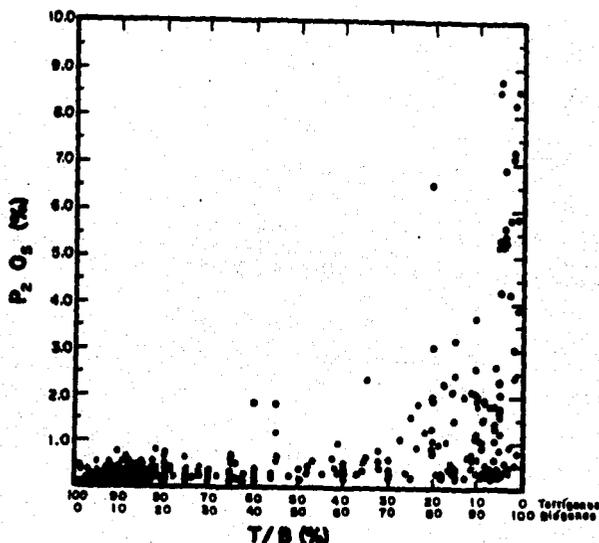


FIGURA 6.2. Relación porcentual terrigenos/biógenos y el contenido de P_2O_5 en sedimentos del Golfo de Tehuantepec.

sedimento es más terrigeno (70/30) se tienen concentraciones de P_2O_5 normales, no sobrepasando generalmente el 0.6%; a partir de la relación 60/40 se encuentran concentraciones mayores al 1%, las concentraciones de mayor interés se presentan a partir de la relación 20/80 (sedimento netamente biogénico) llegando a tener concentraciones de hasta el 8.75% de P_2O_5 , lo cual constituye una evidencia de la gran productividad orgánica del área de estudio.

En cuanto a la distribución de P_2O_5 concentrado en los sedimentos superficiales del Golfo de Tehuantepec (Fig.6.3) se observa que a profundidades menores que 100 m, se presentan valores que oscilan entre 0.04% como mínimo y 0.5% considerándose estos valores como normales en los sedimentos de estas zonas.

A partir de los 100 m de profundidad se encuentran valores mayores que 1%. Es de resaltar las concentraciones encontradas en el Banco Oaxaqueño (Fig.6.3) donde se presentan valores que van desde 2 hasta 5.45% y en el Banco Chiapaneco de mayor extensión que la anterior donde se presentan valores que oscilan entre 2 y 8.75%, por tal motivo hace a estas dos regiones, las más importantes del área de estudio en cuanto a la potencialidad de sus recursos minerales.

Además de estas concentraciones de P_2O_5 determinadas durante las campañas oceanográficas MIMAR III y IV en los bancos mencionados, se encontraron concentraciones importantes de P_2O_5 (hasta 6.12%) entre los dos bancos que fueron determinados en la campaña oceanográfica MIMAR V (Carranza et al., 1989; Carranza, 1989 y Ruiz, 1990) y en la cual se tuvo la oportunidad de participar.

Estas altas concentraciones de P_2O_5 se encuentran estrechamente asociadas a las corrientes de surgencias que se originan en el invierno por los fuertes vientos del norte conocidos como "Tehuantepecos" y que dan lugar a una alta productividad orgánica en la zona, esto es evidente en el tipo de sedimentos en que se encuentran estas concentraciones, ya que corresponden a muestras que presentan en su fracción gruesa (mayor a 0.0625 mm) un contenido mayor o igual al 95% de componentes biogénicos, observándose en ellos un reemplazamiento diagenético parcial o total de P_2O_5 (Lámina I).

El análisis granulométrico a cada $1/4$ de ϕ en dos muestras de sedimentos que aparecen en la tabla B, una en cada banco, muestra para cada fracción, la concentración de P_2O_5 y proporción de terrígenos/biogénos. Así, para el Banco Oaxaqueño (muestra 34, MIMAR IV) se observa que las máximas concentraciones (hasta

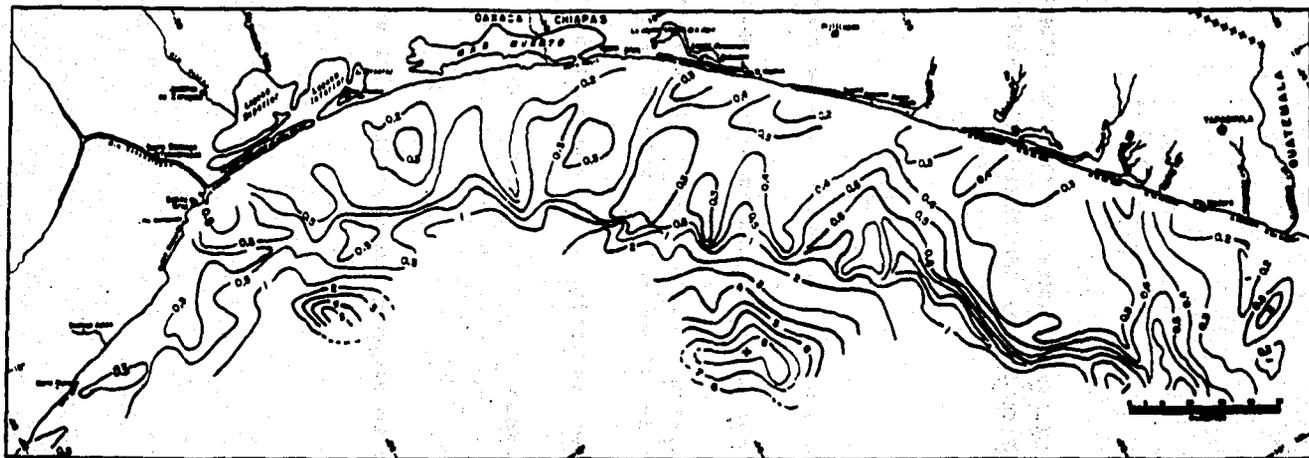
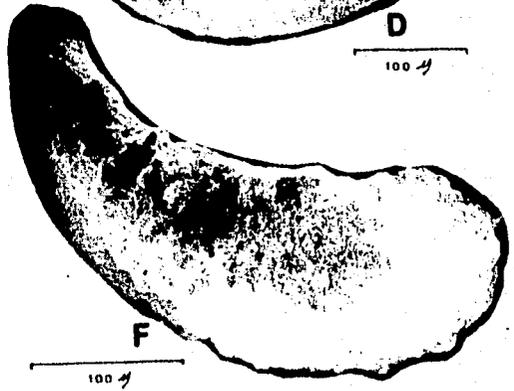
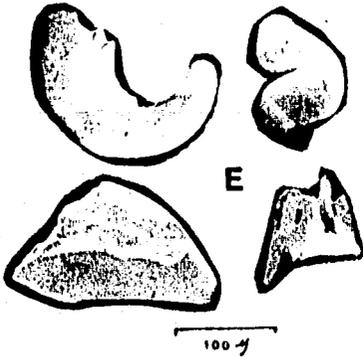
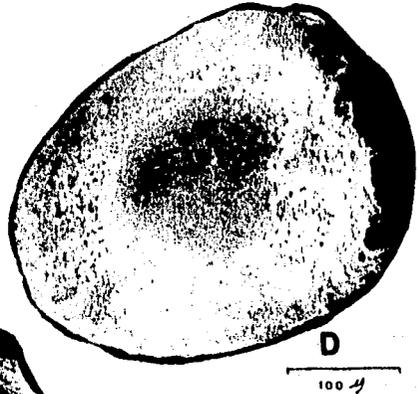
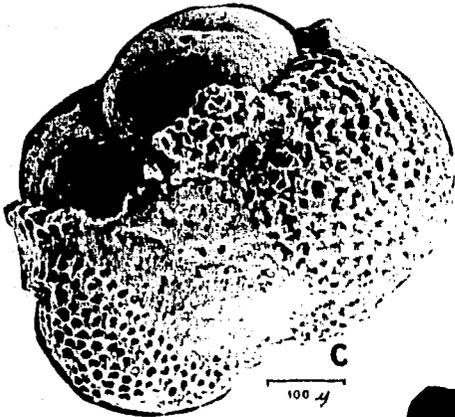
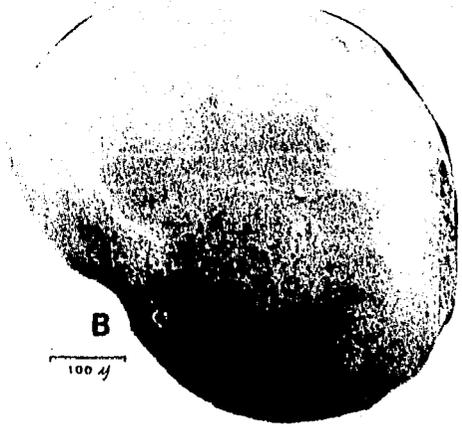
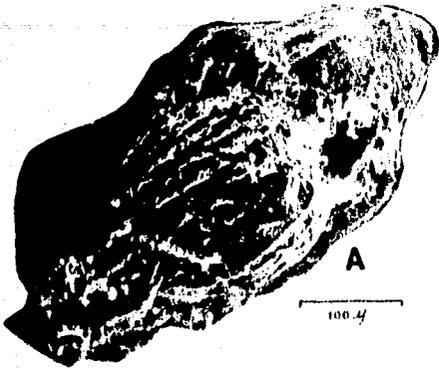


FIGURA 6.3. Mapa de distribución de P_2O_5 (%) en los sedimentos del Golfo de Tehuantepec (tomado de Carranza-Edwards et al., 1989).

L A M I N A I

DIFERENTES COMPONENTES BIOGENICOS REEMPLAZADOS POR P_2O_5 , CONTENIDOS EN LOS SEDIMENTOS DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC.

- A. Foraminifero bentónico (*Uvigerina*) reemplazado. (200 x).
- B. Foraminifero bentónico (*Hanzawaia*) reemplazado. (150 x).
- C. Foraminifero planctónico (*Globigerinóide*) parcialmente reemplazado, observandose parte de la testa de $CaCO_3$. (150 x).
- D. Foraminifero bentónico (?) reemplazado. (220 x).
- E. Micromoluscos (parte superior), diente de tiburón (inferior izquierda) y vertebra de pez (inferior derecha), totalmente reemplazados. (200 x).
- F. Pterópodo totalmente reemplazado. (300 x).



L A M I N A I

19.67%) se presentan en las fracciones de gravas finas a arenas gruesas (-2 a 0.75 ϕ) que corresponden a gasterópodos, bivalvos, vértebras y dientes de tiburón, todos ellos reemplazados, haciendo notar que el porcentaje de estas fracciones del total de la muestra es relativamente bajo, si se le compara con la concentración de las arenas medias y finas que también presentan concentraciones altas (3.88 a 8.66% de P_2O_5) y que están constituidos principalmente de testas de foraminíferos. En el Banco Chiapaneco (muestra 85, MIMAR IV) las concentraciones máximas de P_2O_5 (hasta 13.95%) coincide con las fracciones de tamaño que se presentan en mayor abundancia de la muestra total, siendo estas de arenas medias a arenas finas, compuestas en su mayoría por testas de foraminíferos que se encuentran reemplazados; a diferencia del Banco Oaxaqueño, aquí no se observaron reemplazamientos en organismos de mayor tamaño como bivalvos, gasterópodos, etc. que se encuentran también en la zona. En ambas muestras, el contenido de biógenos es predominante o total en cada una de las fracciones, los terrígenos presentes son principalmente el cuarzo, micas y muy raramente minerales oscuros y feldespatos.

Otros de los parámetros analizados en el área de estudio, importante para la formación de fosforitas, es el oxígeno disuelto (O_2) en el medio ambiente, la concentración de los iones de hidrógeno (pH) y la habilidad del ambiente para reducir u oxidar un elemento o causar un cambio en su estado de oxidación o reducción (Eh), estos parámetros juegan un papel determinante en la precipitación directa y reemplazamientos de fosfato en la región.

Los análisis de los muestreos para la determinación de O_2 (Pérez-Cruz, 1989) (tabla 9), muestran que hasta los 50 m de profundidad se encuentran valores que oscilan entre 5.03 ml/l como máximos en la superficie y 1.5 ml/l, valores de 0.5 ml/l o menores se encuentran a profundidades de 75 a 100 m, a profundidades mayores de los 100 m se tienen valores mínimos de 0.5 a 0.00 ml/l que se mantienen hasta los 500 m de profundidad como se observan en las estaciones 121 a la 124.

Generalmente el contenido de O_2 en la época de muestreo (marzo-abril de 1988) esta cerca de la saturación en las aguas superficiales y disminuye al incrementarse la profundidad hasta un valor menor o igual a 0.5 ml/l entre 75 y 200 m (Carranza, 1988 y Pérez-Cruz, 1989). Las concentraciones de O_2 en las aguas de fondo (Fig.6.4) se presentan con una disminución gradual al alejarse de la línea de costa, teniéndose valores que oscilan entre 0.8 y 0.00 ml/l. Entre el Banco Oaxaqueño y el Banco Chiapaneco se observa un empobrecimiento de O_2 llegando a ser menor que 0.05 ml/l, esta deficiencia de oxígeno es el resultado de la oxidación de una gran cantidad de materia orgánica contenida en los sedimentos de ésta área. De acuerdo al patrón de distribución, se detectó una zona de oxígeno mínimo que se caracteriza por tener menos de 0.5 ml/l de O_2 disuelto, de la cual se extiende aproximadamente desde los 75 m a más de 500 m de profundidad para el área de estudio (Carranza, 1988 y Pérez-Cruz, 1989).

La importancia de conocer el pH de los sedimentos marinos, es que este cumple una función importante dentro de los procesos de precipitación y reemplazamiento de los cationes metálicos removidos de los minerales carbonatados y silíceos, teniendo como resultado final, cambios en el pH que se reflejan en las solubilidades de los minerales cementantes, especialmente en los carbonatos que son muy sensibles a estos cambios (Blatt et al., 1980).

Aunque la mayoría de las reacciones de oxido-reducción (Eh) son químico-inorgánicas, en el Golfo de Tehuantepec donde se tienen valores de Eh que oscilan entre -31.0 a 270.7, las reacciones biológicas tienen una función importante, dada a la alta productividad orgánica y los procesos de reemplazamiento diagenético que se lleva a cabo en el medio donde se originan los depósitos de fosforitas.

Los potenciales pH y Eh son controles básicos de la naturaleza de muchos depósitos sedimentarios, que son depositados en condiciones oxidantes o reductoras. En el Golfo de Tehuantepec

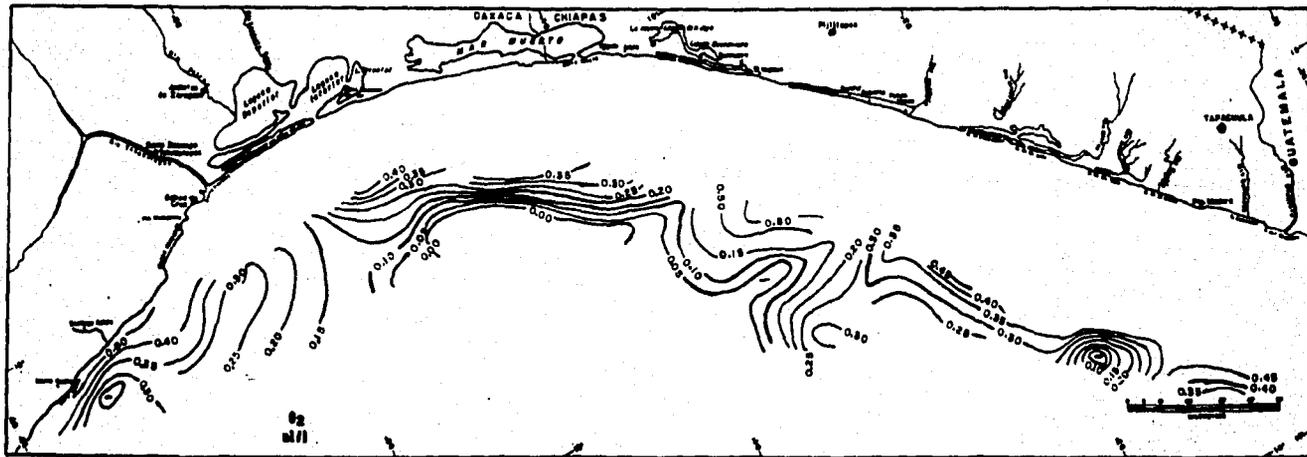


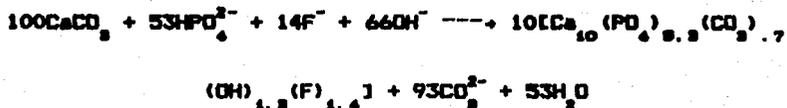
FIGURA 6.4. Mapa de distribución de oxígeno disuelto (O_2) en aguas de fondo del Golfo de Tehuantepec (modificado de Carranza-Edwards, et al., 1989)

la tendencia del comportamiento del pH en los sedimentos en relación a la profundidad (Fig.6.5) es que disminuye cuando estos se encuentran a mayor profundidad, presentándose un ambiente ligeramente alcalino con valores máximos de 8.53; las variaciones del Eh de los sedimentos con respecto a la profundidad (Fig.6.6) son congruentes ya que se observan valores que indican condiciones oxidantes en las zonas someras (menores que 100 m) que están más oxigenadas, a diferencia de las regiones profundas en donde se tiene una ausencia de O₂ con una tendencia reductora.

Las variaciones de pH contra el Eh (Fig.6.7) sintetizan las condiciones existentes en el área de estudio, en donde se observa que cuando se tienen condiciones reductoras (ausencia de O₂) se tienen ambientes alcalinos, aunque en general son variaciones fuertes que indican la gran productividad biológica que caracteriza a esta región de surgencias.

Mediante un análisis petrográfico y observaciones con el microscopio electrónico de barrido, se determinó que la asociación de la apatita con las testas de foraminíferos, pequeños nódulos (de 0.3 a 2 mm) y otros organismos como micromoluscos, pterópodos, etc. exhiben varios grados de reemplazamiento, observándose claramente su asociación carbonatos-fosfatos y la paragénesis glauconita-apatita (Lámina II), indicando probablemente un desarrollo final que se presenta dentro de pequeñas grietas o formando una matriz glauconítica rellenando internamente a las testas individuales de foraminíferos.

Un mecanismo propuesto por D'Anglejan (1968) para el reemplazamiento de CaCO₃ por fosfato se expresa con la siguiente ecuación:



donde se expresa la formación de fluorapatita-carbonatada por la reacción de calcita con el fosfato disuelto en el piso marino. Por

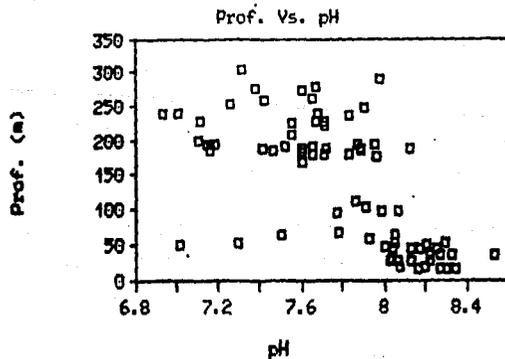


FIGURA B.5. Relación profundidad vs. pH en sedimentos superficiales del Golfo de Tehuantepec (Carranza-Edwards, 1989).

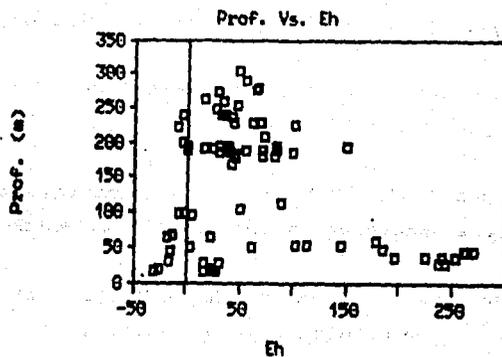


FIGURA B.6. Relación profundidad vs. Eh en sedimentos superficiales del Golfo de Tehuantepec (Carranza-Edwards, 1989).

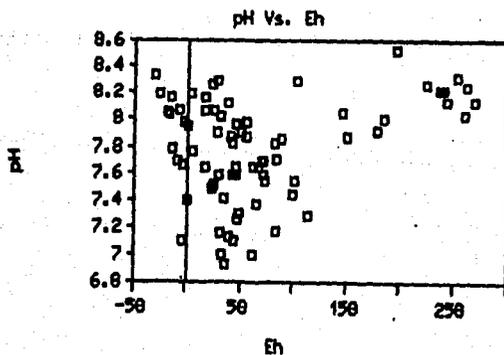
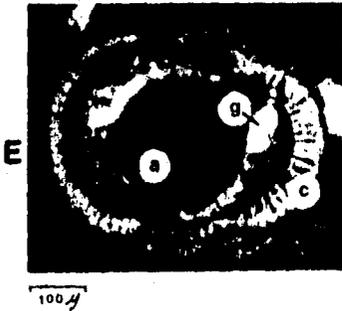
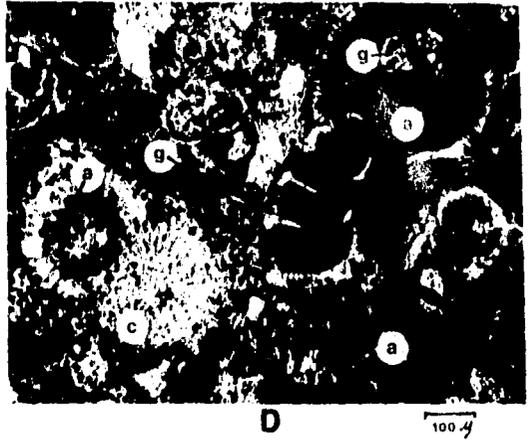
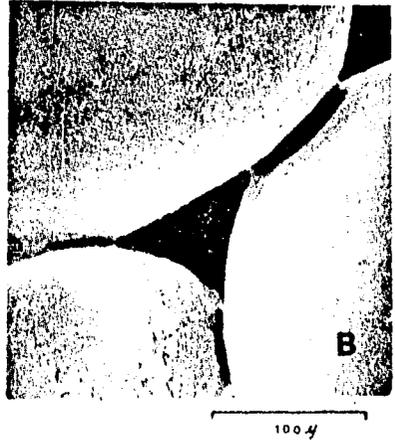
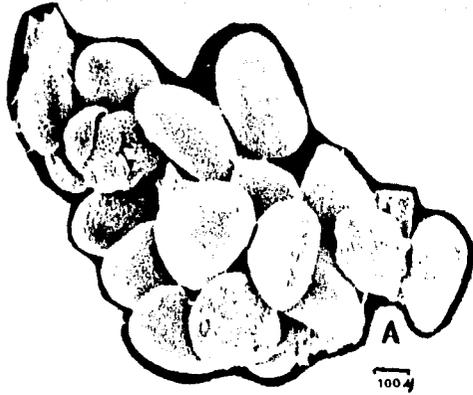


FIGURA B.7. Relación pH vs. Eh en sedimentos superficiales del Golfo de Tehuantepec (Carranza-Edwards, 1989).

L A M I N A I I

ANALISIS PETROGRAFICO DE MODULOS DE P_2O_5 EN SEDIMENTOS DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC

- A. Aglutinamiento de las partículas que componen a los sedimentos, para cementarse y formar los pequeños nódulos de P_2O_5 . (72 x).
- B. Detalle del contacto y forma de cementarse de las partículas para formar un nódulo. (300 x).
- C. Sección en una lámina delgada, de un nódulo, observandose las características generales de los reemplazamientos de P_2O_5 . (50x).
- D. Asociaciones de carbonatos (c)-apatita (a) y glauconita (g)-apatita en los nódulos de P_2O_5 . (100x).
- E. Detalle de una estructura de un foraminifero que presenta un "nucleo" de glauconita-apatita. (100x).
- F. Estructura colítica de P_2O_5 en los nódulos fosfáticos. (100x).



L A M I N A III

conveniencia la proporción molar de fosfato y carbonato en el mineral fosfático esta basada en la relación Ca/P y Ca/C (2.43 y 46.75 respectivamente) de un promedio de 60 análisis composicionales de la Formación Fosforia del Pérmico (Gulbrandsen, 1969). Estas relaciones (según D'Anglejan, 1968) no presentan una diferencia significativa con las fosforitas recientes. Por lo que el mecanismo propuesto, puede ajustarse a lo que está sucediendo en el Golfo de Tehuantepec, ya que la ecuación también manifiesta un ambiente alcalino, que según los datos químicos para el área de estudio presentan esta tendencia.

En secciones delgadas de muestras de los dos bancos (Lámina II), se observó que el componente principal del fosfato es el colofano (variedad de apatita) que se encuentra en estructuras oolíticas, masivas, colofórmica y estructuras orgánicas de foraminíferos, micromoluscos, fragmentos de braquiopodos, etc., además el colofano se presenta como matriz. El colofano $[3Ca_3(PO_4)_2 \cdot n Ca(CO_3, F_2, O)(H_2O)_x]$ es un carbonofosfato amorfo de calcio que se considera generalmente como una forma amorfa de apatita, pero es diferente y debe ser clasificado como un mineraloide; generalmente se le observó de color pardo oscuro y pardo amarillento. Con el colofano se asocia la francolita y la dahlita, los cuales son minerales secundarios, que se han formado probablemente por una cristalización gradual del colofano y por la migración de parte del fosfato de calcio (Kerr, 1965); estas se presentan con estructuras bandeadas subradiales y en esferulitas con un color más pálido que el colofano. Otra asociación común con los minerales anteriores, lo constituye la glauconita (Lámina II), que puede ser un producto de los cambios diagenéticos de la sedimentación intersticial, alteración de la biotita detritica o bien que se origine por introducir hierro a un mineral arcilloso de este ambiente marino, aparece como agregado de diminutos cristales, formando "nucleos" en los reemplazamientos de foraminíferos, de color verde, verde-amarillo o verde olivo.

La presencia de los sedimentos fosfatados en los bancos Oaxaqueño y Chiapaneco del Golfo de Tehuantepec, abren nuevas perspectivas hacia un posible interés económico para la región, dado que en la actualidad el fósforo es el elemento principal en la elaboración de compuestos químicos, en la industria de la seda, levaduras, cerámica, bebidas, vidrio, cerillos, fotografía y medicamentos, entre otros.

En el desarrollo agropecuario, los fosfatos constituyen una materia prima esencial para la elaboración de fertilizantes, importantes por la gran demanda de alimentos a nivel mundial, a consecuencia de la gran sobrepoblación; de ahí la necesidad de añadir elementos nutritivos a los suelos destinados al cultivo.

CAPITULO VII

CONCLUSIONES

1. El límite inferior de la plataforma continental del Golfo de Tehuantepec se encuentra entre 80 y 100 m de profundidad, lo cual contrasta con el promedio mundial de 187 m de profundidad para dicho límite inferior. El límite encontrado en el Golfo de Tehuantepec, esta asociado a una gran fractura que se encuentra en las mismas profundidades, con una extensión de 250 km y que corre casi paralela a la línea de costa en dirección NW-SE. Esta fractura pudo haberse originado por la actividad del sistema de fallas transformantes Motahua-Polochic, o debido a la subducción de la placa de Cocos por debajo de la Norteamericana, siendo entonces un rasgo distensivo. Es posible también, que el límite inferior de la plataforma continental del Golfo de Tehuantepec, sea definido por los levantamientos isostáticos en el área de estudio, ocasionados por la zona de subducción.

2. En la porción oriental del Golfo de Tehuantepec, se tiene una plataforma continental amplia con un promedio de 45 km de extensión y pendientes suaves que oscilan entre 0.5° a 1.5°, mientras que en la parte occidental es de 1 a 15 km de extensión, con pendientes igual o mayores a 1°, y en ocasiones la plataforma desaparece.

3. El Banco Chiapaneco y el Banco Oaxaqueño constituyen un rasgo fisiográfico sobresaliente del Golfo de Tehuantepec, por los depósitos de P_2^5 que ahí se encuentran. El primero tiene un área aproximada de 1 200 km² con pendientes suaves y el segundo con un área de 350 km² aproximadamente y pendientes muy inclinadas, ambos se localizan a profundidades que oscilan entre los 160 y 220 m.

4. El análisis textural de los sedimentos superficiales del Golfo de Tehuantepec, reveló que solamente el 7% de las muestras colectadas, corresponden a gravas (arena con gravas, arena con grava lodosa y lodo con grava), y el 93% a los términos de arenas y lodos (arena, arena lodosa, lodo arenoso y lodo).

5. La distribución de los diferentes tipos de sedimento en cuanto a su textura, se presenta en general en franjas paralelas a la línea de costa, interrumpidas por "parches" que son originados por las condiciones locales en el aporte y composición de los sedimentos. Se observa una graduación textural de los sedimentos, esto es, hacia la costa se tienen arenas y hacia mar adentro se presentan lodos.

6. Los principales constituyentes mineralógicos y orgánicos de la fracción gruesa de los sedimentos son: cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca, micas, materia vegetal o leñosa, minerales como magnetita, ilmenita, olivino, epidotas y zircón, además restos de organismos marinos (foraminíferos, bivalvos, gasterópodos, vertebras de peces, etc.) y minerales fosfáticos que están reemplazando restos de organismos.

7. La relación que tienen las concentraciones de P_2O_5 con la composición del sedimento en cuanto a su origen (terrestres/biógenos), es tal que, cuando predominan los constituyentes terrestres se tienen concentraciones normales de P_2O_5 no sobrepasando generalmente el 0.6%. Cuando predominan los constituyentes biógenos, se encuentran concentraciones mayores al 1%; las concentraciones de mayor interés se presentan a partir de la relación T:B=20:80 (predominantemente biogénico) donde se tienen valores de hasta 8.75% de P_2O_5 .

8. La concentración de P_2O_5 en los sedimentos de profundidades menores a los 100 m es muy pobre, presentándose valores que oscilan entre 0.04% y 0.5%. A partir de los 100 m de

profundidad se encuentran valores mayores que 1%. Las máximas concentraciones de P_2O_5 se encontraron en el Banco Oaxaqueño que presenta valores que van desde 2 a 5.45%, en tanto que en el Banco Chiapaneco se tienen concentraciones entre 2 y 8.75%, y en la región intermedia de estos dos bancos, donde el tipo de sedimento es muy similar que en la de los bancos, constituidas por lodos arenosos y arenas lodosas (ambas con un gran contenido de organismos), donde se reportaron valores de hasta 6.12%. Esto hace que la región sea importante, vista como una primera evaluación de la potencialidad de este recurso no-renovable.

9. Los sedimentos fosfatados que se encuentran en el Golfo de Tehuantepec, se presentan como reemplazamientos de foraminíferos, micromoluscos, pterópodos y otros restos de organismos marinos, que en ocasiones se aglutinan y cementan para formar pequeños nódulos de fosforita. Estos sedimentos exhiben varios grados de reemplazamiento diagénético, donde se observa la asociación carbonato-fosfatos y glauconita-apatita; esta última asociación, probablemente indica un producto final del desarrollo de las fosforitas.

10. El componente principal del fosfato (variedad de apatita) en los sedimentos del Golfo de Tehuantepec es el colofano que se encuentra en estructuras oolíticas, masivas, colofórmicas y en estructuras orgánicas de foraminíferos, bivalvos, gasterópodos, etc., además de presentarse como cementante. Asociado al colofano se encuentra la francolita y dahllita que son minerales secundarios, formados probablemente por una recristalización gradual del colofano y migración de fosfato de calcio. Otra asociación común con los minerales anteriores es la glauconita, que se encuentra como "núcleos" en los reemplazamientos fosfáticos o agregados de pequeños cristales.

11. El origen de los sedimentos fosfatados del Golfo de Tehuantepec, se puede relacionar con las condiciones físicas, químicas y biológicas prevalecientes en la región. como son las corrientes de surgencias que a su vez se originan por fuertes vientos del norte conocidos como tehuantepecos. Estas surgencias promuevan una alta productividad orgánica, que es una importante fuente de restos de apatita calcárea pseudomórfica. Por otro lado, se observa un empobrecimiento de O_2 llegando a ser menor que 0.05 ml/l, lo que resulta de la oxidación de una gran cantidad de materia orgánica, constituyendo una zona de oxígeno mínimo, además los parámetros de pH que oscilan entre 6.84 a 8.53 y Eh que van de -31.0 a 270.7 en el área de estudio parecen ser los adecuados para llevarse a cabo el proceso diagénético de reemplazamiento del carbonato de calcio por fosfato de calcio, dando origen a los depósitos de sedimentos fosfatados.

BIBLIOGRAFIA

- A.F.P.CH., 1970. Methods used and adopted by the Association of Florida Phosphate Chemist. Fifth Edition, pp. 74-77.
- AGUAYO, C. J. E. y MARIN, C. S., 1987. Origen y Evolución de los Rasgos Morfotectónicos Postcretácicos de México. *Bol. Soc. Geol. Mex.* Tomo XLVIII, No.2. pág.15-39.
- ALTSCHULER, Z. S., CLARKE, R. S. and YOUNG, E. J., 1958. Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite: U.S.G.S. *Prof. Pap.* 314-D: 45-90.
- ALVAREZ, Jr. M., 1962. Provincias Fisiográficas de la República Mexicana. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 20 p. 1 map.
- AMES, L. L., 1959. The genesis of carbonate apatites. *Econ. Geol.*, v.54, pp. 829-841.
- AVENDANO, S.S., 1978. Estudio Granulométrico de Sedimentos de la Porción Oeste del Golfo de Tehuantepec. *Testis Prof.* ESIA-IPN., 42 p.
- BACHRA, B. N., TRAUTZ, D.R. and SIMON, S. L., 1965. *Arch. Oral. Biol.* No. 10. 731 p.
- BATURIN, G. N., 1983. Some unique sedimentological and geochemical features of deposits in coastal upwelling regions. In: Coastal Upwelling. Part B. Suess, E. and Thiede, J. (Eds.). Plenum Press, New York. p. 11-28.
- BATURIN, G. N. and BEZRUKOV, P. L., 1979. Phosphorites on the sea floor and their origen. *Marine Geology*, v.31, pp.317-332.
- BENTOR, Y. K., 1980. Marine Phosphorite Geochemistry, Occurrence, Genesis. A Symposium held at the Xth Int.Congr. on Sedimentology in Jerusalem, Israel 9-14 July 1978. *Soc. of Econ. Paleontologist and Mineralogist. Special Pub.* v.29:249pp.
- BERNER, R. A., 1969. *Marine Geology*, vol. 7., 253.
- BLATT, H., G. MIDDLETON and J.P. MURRAY, 1980. *Origin of Sedimentary Rocks.* Prentice Hall, Inc., 243 p.

- BROMLEY, R. G., 1967. Marine Phosphorites as Depth Indicators. *Marine Geology*. v.5, pp. 503-509.
- BURKART, B., 1978. Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology*, v.6:328-332.
- BURKART, B., 1983. Neogene North American-Caribbean Plate Boundary Across Northern Central America: offset along the Polochic Fault. *Tectonophysics*. v.99:251-279.
- BURNETT, W. C., 1974. Phosphorites deposits from the sea floor of Peru and Chile: radiometric and geochemical investigations concerning their origin. *Hawaii Inst. Geophys.*, No.74-3, 163 pp.
- BURNETT, W. C., 1977. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile: *Soc. Geol. Am. Bull.*, v.88: 813-823.
- BURNETT, W. C., ROE, K.K., and PIPER, D.Z., 1983. Upwelling and phosphorite formation in the ocean, in Suess, E., and Thiede, J., eds., Coastal upwelling and its sediment record, Part A: New York, Plenum Press, p. 377-396.
- BUSHINSKY, G. I., 1935. Structure and origin of phosphorites of the U.S.S.R., *J. Sedimentary Petrology*, v.5: 81-92.
- CARRANZA-EDWARDS, A., 1980. Ambientes Sedimentarios Recientes de la Llanura Costera Sur del Istmo de Tehuantepec., *An. Centro de Cienc. del Mar y Limnol. UNAM*. v.7(2): 13-66.-66.
- CARRANZA-EDWARDS, A., 1986. Estudio Sedimentológico de las Playas de Chiapas, México., *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. UNAM*, v.13(1): 331-344.
- CARRANZA-EDWARDS, A., 1987. Informe Técnico de la Campaña Oceanográfica MIMAR III. *Inst. Cienc. del Mar y Limnol., UNAM. México, Informe Inédito.*
- CARRANZA-EDWARDS, A., 1988. Informe Técnico de la Campaña Oceanográfica MIMAR IV. *Inst. Cienc. del Mar y Limnol., UNAM. México, Informe Inédito.*

- CARRANZA-EDWARDS, A., 1989. Segundo Informe del Proyecto "Investigaciones Geológicas y Químicas de Recursos Minerales Marinos Mexicanos", clave CONACYT: P221CCONBB014B, 42 p. Inédito.
- CARRANZA, E. A. y TAPIA G. M., 1989. Informe Técnico de la Campaña Oceanográfica MIMAR V. ICMYL, UNAM. 53 p. Inédito.
- CARRANZA, E. A., L. ROSALES H., E. RUIZ R. y S. SANTIAGO P., 1989. Investigations of Phosphorite Deposits in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Marine Mining*. (accepted Sep.89), 11 p.
- CARRANZA-EDWARDS, A., en prensa. Estudio Sedimentológico de las playas del Estado de Oaxaca, México. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol., UNAM*.
- CASTRO, J., SHLAEPFER, C. J. y MARTINEZ, E., 1975. Estratigrafía y Microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur, Chiapas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v.27, Nos.1-3, pp.1-103.
- COOK, P. J., 1977. In: "Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits" 7 (K.H. Wolf Ed.). Elsevier, New York., pp.505-535.
- CRESSMAN, E. R. and SWANSON, R. W., 1964. Stratigraphy and Petrology of the Permian rocks of SW-Montana., U.S.G.S., *Prof. Pap.* 313 C: 275-569.
- CROWAN, D. S., 1980. Underwater Minerals. Academic Press., London 362 p.
- CUTZ, E. N., 1977. Comportamiento Sedimentológico y Orgánico de Sedimentos en la Parte Sureste del Golfo de Tehuantepec. *Tesis Prof.*, ESIA-IPN.
- DAMON, P. E., SHAFIQUILLAH, M. and CLARK, K. F., 1981. Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in southern Cordillera. *Soc. Geol. Am. Bull.* v.3: 312-345.
- D'ANGLEJAN, B. F., 1965. The Marine Phosphorite Deposits of Baja California, Mexico. *Tesis de Doctorado.*, Universidad de California, 149 p.
- D'ANGLEJAN, B. F., 1967. Origin of marine phosphorites off Baja California, Mexico. *Marine Geol.*, v.5. pp. 15-44.

- D'ANGLEJAN, B. F., 1968. Phosphate diagenesis of carbonate sediments as a mode of *in situ* formation of marine phosphorites: observations in a core from the eastern Pacific. *Can. J. Earth Sci.* v.5, 81-87.
- DIESTER-HAASS, L., 1978. Sediments as Indicators of Upwelling. In: *Upwelling Ecosystems*. Boje, R. and Tomcksack, M. (Eds.). Springer-Verlag, Germany., p. 261-281.
- DIETZ, R. S., EMERY, K. O. and SHEPARD, F. P., 1942. Phosphorite On The Sea Floor Off Southern California. *Bull. Soc. Geol. Am.* v. 53: 815-848.
- DOWNIE, C., 1962. So-called spores from the Torridonian! *Proc. Geol. Soc. London.*, No. 1600: 127-128.
- DREVER, J. I., 1971. Magnesium-Iron Replacement in Clay Minerals in Anoxic Marine Sediments. *Science*, Vol. 172., pp. 1334-1336.
- EMERY, K. O., 1960. The sea of Southern California. *John Wiley and Sons*, New York. 366 p.
- FAIRBRIDGE, R. W., 1966. *The Encyclopedia of Oceanography*. R.W. Fairbridge Ed. Reinhold Publ. Corp., New York, 1021 p.
- FIGUEROA-ABARCA, J., 1975. Sísmicidad en Oaxaca. *Inst. Ingeniería, U.N.A.M.*, Bol.360:1-8
- FISHER, R. L., 1961. Middle America Trench: Topography and Structure. *Geol.Soc.Am.Bull.*, v.72:703-720.
- FOLK, R. L., 1969. *Petrología de las Rocas Sedimentarias*. Trad. por Schlaepfer C. y Schmitter R. M., *Inst. Geol. U.N.A.M.*, 405 p.
- FOLK, R. L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hamphill. Pub.Co. Austin, Texas. 182 p.
- GARCIA, A. E., 1981. Sistema de Clasificación Climática de Köppen, modificada por E. Garcia en 1964 para adaptarla a las coindiciones de la República Mexicana; 3^a Ed.México.
- GARRELS, R. M., 1960. *Mineral Equilibria.*, Harper Ed., New York, 254 pp.
- GEIJER, P., 1962. Some aspects of phosphorus in Precambrian sedimentation. *Mín. Geol.* v. 3: 165-186.

- GOLDBERG, E. D., 1963. The Oceans as a Chemical System. In: *The Sea. Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas.* v. 2, pp. 3-25.
- GOLDBERG, E. D. and PARKER R. H., 1960. Phosphatized wood from the Pacific sea floor. *Geol. Soc. Amer. Bull.* v.71, 631-632.
- GRIVEL-PINA, F. y R. ARCE-UGARTE, 1971. Levantamiento de la corteza terrestre en Puerto Angel, Oax. Detectado por variaciones mareográficas. *Geofis. Inter.* v.11(4):163-174.
- GUERRA-PENA, F., 1976. Interpretación de la tectónica mexicana en las imágenes de satélite artificial "Landsat-1". XXIII Cong. Geogr. Intern., Moscú, URRS, julio 12 a agosto 13, 1976. CETENAL, México, 19 p. 1 map.
- GULBRANDSEN, R. A., 1966. Chemical composition of phosphorites from the Phosphoria Formation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, pp. 769-778.
- GULBRANDSEN, R. A., 1969. Physical and chemical factors in the formation of marine apatite. *Econ. Geol.* v.64, 365-382.
- GUTIERREZ, R., 1956. Bosquejo geológico del Estado de Chiapas. XX Congreso Geológico Internacional, México. Excursión C-15 (Geología del Mesozoico y Estratigrafía Pérmica del Estado de Chiapas).
- HAYES, D. E. and M. EWING, 1970. Pacific Boundary Structure (July 1968). *THE SEA.* V.4. (I y II):29-57.
- HENDRICKS, J. B., JEFFERSON, M. E. and MOSLEY, V. M., 1932. The crystal structure of some natural and synthetic apatite-like substances: *Zeitschr. Krist.*, v. 81: 353-369.
- HERNANDEZ-GARCIA, R., 1973. Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.*, v.25, pp. 79-113.
- HERRERA-SOTO, M.E. y ESTAVILLO-GONZALEZ, C. F., 1988. Estudio Estratigráfico-Sedimentológico de la Formación Todos Santos en el área de Matías Romero, Oax., IX Conv. Geol. Nal. (Resúmenes), México, D. F., pág. 106.
- HEY, R., 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v.88:1404-1420.

- HURD, W. E., 1929. Northurs of the Gulf of Tehuantepec. *Monthly Waether Rev.* v.57(5).
- INSTITUTO DE GEOFISICA, 1978. Tablas de predicción de mareas. 1979. Puertos del Océano Pacífico. *An. Inst. Geof.* 24:287 p.
- KAZAKOV, A. V., 1937. The phosphorite facies and the genesis of phosphorites. In: E. V. Baiske (Editor), *Geological Investigations of Agricultural Ores, U.S.S.R.-17th Intern. Geol. Congr. (U.S.S.R.)*, pp. 95-113.
- KENNETT, J. P., 1982. *Marine Geology*, Prentice Hall, Inc., pp: 502-742.
- KENT, S. P., 1980. *Minerals from the Marine Environment*. Edwards Arnold Eds. Londres, 88 p.
- KERR, P. F., 1965. *Mineralogia Optica (3^a Ed.)*, McBraw-Hill Book Company, Inc., Ed. Castilla, S.A. Madrid, España, 433 p.
- KRUMBEIN, W. C. and GARRELS, R. M., 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol.*, v.60: 1-33.
- LARSON, R. L. and CHASE, C.G., 1970. Relative velocities of the Pacific North America and Cocos Plates in the Middle America Region. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.7:425-428.
- LEBECKIS, R., 1978. A Survey of Worldwide Sea Surface Temperature Fronts Detected by Environmental Satellites. *Jour. of Geophysical Research*. v.83, No.C9, p.4501-4522.
- LEBEROS, R. Z., 1965. Effect of Carbonate on the Lattice Parameters of Apatite. *Nature*, vol. 206, No. 4982: 403-404.
- LOPEZ-RAMOS, E., 1979. *Geología de México*. 2^a Ed. Edición Escolar. Tomo III. 440 p.
- LUBO, H. J., 1985. Morfoestructuras del Fondo Océánico Mexicano. *Bol. Inst. Geografía*. No.15, p. 9-39.
- LUBO, H. J., 1989. *Diccionario Geomorfológico*. Univ. Nat. Aut. de Méx., Inst. de Geografía. págs. 26 y 171.
- MANHEIM, F., RONE G. T. and JIPA D., 1975. Marine phosphorite formation off Peru. *J. Sediment. Petrol.* v.45:1, 243-251.

- MARTENS C. S. and HARRIS R. C., 1970. Inhibition of apatite precipitation in the marine environment by magnesium ions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 621-625.
- McARTHUR, J.M., 1968. *Mineral Mag.* v.42: 221-228.
- McCONNELL, D., 1950. The Petrography of Rocks Phosphates. *Jour. Geol.* v. 58: 16-23.
- McCONNELL, D., 1965. Precipitation of phosphates in sea water. *Econ. Geol.*, v.60, pp. 1059-1062.
- MERO, J. L., 1965. *The Minerals Resources of The Sea.* Elsevier Scientific Publ. Co., New York. 312 p.
- MOLNAR, P. and L. R. SYKES, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.* v.80(1969) 1639.
- MONTOYA, A. I. y VEGA, S. J.A., 1989. Estudio de Sedimentos de la Plataforma Continental del Golfo de Tehuantepec, México. *Tesis Profesional.* Fac. de Ingeniería, UNAM. 68 p.
- MORALES-DE LA BARZA, E. A., MARGUEZ-BARCIA, A. Z., CARRANZA-EDWARDS, A. y AGUAYO-CAMARGO, J. E., 1989. Descubrimiento de una Gran Fractura en el Golfo de Tehuantepec, México. In: *Resúmenes del X Conv. Nal. de la Soc. Geol. Mex.*
- MORAN-ZENTENO, D., 1985. *Geología de la República Mexicana.*, Secretaría de Programación y Presupuesto, Inst.Nal de Estadística, Geog. Informatic / Fac. Ingeniería, UNAM, 82 p.
- MULIN, J., 1979. Estudio de la Productividad Primaria del Golfo de Tehuantepec, México. *Tesis Prof.* Fac. de Ciencias U.N.A.M., 31 PP.
- MULLERIED, F. K. G., 1957. *La Geología de Chiapas.* Publicación del Gobierno del Estado de Chiapas.
- MURRAY, J. and RENARD, A. F.M, 1891. *Voyage of H.M.S. "Challenger" during the years 1873-1876: Rep. on Deep Sea Deposits,* Chapt. VI, Part. III: 378-391.

- NESHYBA, S., 1978. Oceanography. John Wiley & Sons, U.S.A., p.177-179.
- PASHO, D. W., 1976. New Zealand. Oceanographic Institute. Memoir v.77, 28 pp.
- PEDRAZZINI, C., HOLGUIN, N. y MORENO, R., 1982. Evaluación Geológica-Geoquímica de la Parte Noroccidental del Golfo de Tehuantepec. *Rev. del Inst.Mex. del Petroleo*, Vol.XIV, 4:6-26.
- PEREZ-CRUZ L. L., 1989. Foraminíferos Bentónicos como indicadores de la zona de oxígeno mínimo en el Golfo de Tehuantepec, *Tests de Maestría (Ocean Biol. y Pesq.)*. UACPY-CCH, 159 p.
- PETTIJOHN, E. J., 1975. Sedimentary Rocks. Harper International Edition. 3^a Ed. USA., 427-434 pp.
- PRICE N. B. and CALVERT S. E., 1978. The geochemistry of phosphorites from the Namibian shelf. *Chem. Geol.* v.23, 151-170.
- PYTOWICZ, R. M., and KESTER, D. R., 1967. Limnology and Oceanography, v.12, 714.
- RICHARD, H. G., 1963. Stratigraphy of early mesozoic sediments in southwest Mexico and western Guatemala. *American Assoc.Petrol.Geol. Bull.*, v.47, pp.1861-1970
- ROBERTSON, C. E., 1966. Solubility implications of apatite in sea water. *U.S.G.S. Prof. Pap.* 550-D: D178-D185.
- RODEN, G. L., 1961. Sobre la Circulación Producida por el Viento en el Golfo de Tehuantepec y sus Efectos Sobre la Temperatura Superficiales., *Geof. Int.* v.1(3): 55-76.
- ROGERS, A. F., 1922. Collophane, a much neglected mineral. *Amer. Jour. Sci. Ser.*, v.31 269-276.
- ROTHE, P., 1983. La géologie Marine: Les ressources minerales de la Mer., UNESCO. Impact: Science et Société. *Science et Droit International pour l'homme de demain.* (3/4), Paris, France.

- RUIZ R. E., 1990. Análisis Químico en Sedimentos Marinos para Análisis y Distribución de Fosforitas en la Plataforma Continental del Golfo de Tehuantepec. *Tesis Profesional*. Fac. Química. UNAM.
- SANCHEZ-BARREDA, L. A., 1981. Geologic Evolution of the Continental Margin of the Gulf of Tehuantepec in Southeastern Mexico: *Ph. D. Dissertation*, Univ. of Texas at Austin, 191 p.
- SECRETARIA DE MARINA, DIRECC. GRAL. DE OCEANOGRAFIA, 1978. Estudio Oceanográfico del Golfo de Tehuantepec. Tomos I-III (Biología; Física y Química; Geología). *Inv. Ocean/Tehua*.
- SHEPARD, F. P., 1973. *Submarine Geology*. Harper and Row. New York, 517 p.
- SHEPARD, F. P. and EMERY, K. O., 1941. Submarine Topography off the California Coast: Canyons and Tectonic Interpretations, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 31, 171 pp.
- SIMPSON, D. R., 1964. Phosphorites Deposits. *Amer. Mineralogist* v.49, 363.
- SMIRNOV, A. I., 1957. The problem of the genesis of phosphorite. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, v.119: 53-56.
- S.P.P., 1981. Carta Geológica, Esc.1:1 000 000, Hoja Villahermosa. Direcc.Gral. de Geog. del Territorio Nacional. Secretaría de Programación y Presupuesto.
- STRAKHOV, N. M., 1967. *Principles of lithogenesis*. I. Trans. J.P. Fitzsimmons. Oliver and Boyd, Edinburgo.
- STUMM, W. and LECKIE, J. O., 1970. "Advances in Water Pollution Research". vol. 2, Pergamon, New York.
- STUMM, W. and MORGAN, J. J., 1970. *Aquatic Chemistry*. Wiley Interscience, New York.
- STUMPF, H., 1975. Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, México. *Journal of Physical Oceanography*, v.(5): 383-388.
- STUMPF, H. P. y LEHECKIS, R. V., 1977. Satellite observations of mesoscale eddy dynamics in the eastern tropical Pacific Ocean. *Jour. Phys. Oceanogr.* v.7(5):648-658.

- SUMMERHAYES, C. P., 1967 N.Z.J. Geol. Geophys. v.10: 1372-1381.
- SUMMERHAYES, C. P., 1969. Bull. N.Z. Dept. Scient. Ind. Res., No.190: 92 p.
- TAMAYO, J. L., 1970. Geografía Moderna de México. Ed. Trillas, México. 390 p.
- TOOMS, J. S., SUMMERHAYES, C. P. and CRONAN, D. B., 1969. Geochemistry of marine phosphate and manganese deposits: *Ann.Rev.Oceanography Mar.Biol.*, v.7: 49-100.
- VINIEGRA, F., 1981. El Gran Banco Calcáreo Yucateco. *Revista de Ingeniería*. No.1, 1981. pp.20-44.
- VOGUEL, A. I., 1983. Química Analítica Cualitativa, 6^a Ed., Kapelus, Argentina., p. 136-138.
- WEBBER, B. N. y OJEDA, J. R., 1957. Investigaciones sobre Lateritas Fósiles en la Región Sureste de Oaxaca y sur de Chiapas. *Inst.Nal. para la Investigación de Recursos Minerales*. v.37: 1-49.
- WYRTKY, K., 1965. Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Inter. Amer. Trop. Tuna Comm. Bull.* v.9(5):270-304.
- ZARATE, C. G., 1978. Distribución Granulométrica de Sedimentos Recientes en la Porción Sureste del Golfo de Tehuantepec. *Tesis Prof.*, ESIA-IPN., 49 p.

T A B L A S

92

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

101

102

103

104

105

106

107

108

109

110

111

112

113

114

115

116

117

118

119

120

121

122

123

124

125

126

127

128

129

130

131

132

133

134

135

136

137

138

139

140

141

142

143

144

145

146

147

148

149

150

151

152

153

154

155

156

157

158

159

160

161

162

163

164

165

166

167

168

169

170

171

172

173

174

175

176

177

178

179

180

181

182

183

184

185

186

187

188

189

190

191

192

193

194

195

196

197

198

199

200

201

202

203

204

205

206

207

208

209

210

211

212

213

214

215

216

217

218

219

220

221

222

223

224

225

226

227

228

229

230

231

232

233

234

235

236

237

238

239

240

241

242

243

244

245

246

247

248

249

250

251

252

253

254

255

256

257

258

259

260

261

262

263

264

265

266

267

268

269

270

271

272

273

274

275

276

277

278

279

280

281

282

283

284

285

286

287

288

289

290

291

292

293

294

295

296

297

298

299

300

301

302

303

304

305

306

307

308

309

310

311

312

313

314

315

316

317

318

319

320

321

322

323

324

325

326

327

328

329

330

331

332

333

334

335

336

337

338

339

340

341

342

343

344

345

346

347

348

349

350

351

352

353

354

355

356

357

358

359

360

361

362

363

364

365

366

367

368

369

370

371

372

373

374

375

376

377

378

379

380

381

382

383

384

385

386

387

388

389

390

391

392

393

394

395

396

397

398

399

400

401

402

403

404

405

406

407

408

409

410

411

412

413

414

415

416

417

418

419

420

421

422

423

424

425

426

427

428

429

430

431

432

433

434

435

436

437

438

439

440

441

442

443

444

445

446

447

448

449

450

451

452

453

454

455

456

457

458

459

460

461

462

463

464

465

466

467

468

469

470

471

472

473

474

475

476

477

478

479

480

481

482

483

484

485

486

487

488

489

490

491

492

493

494

495

496

497

498

499

500

501

502

503

504

505

506

507

508

509

510

511

512

513

514

515

516

517

518

519

520

521

522

523

524

525

526

527

528

529

530

531

532

533

534

535

536

537

538

539

540

541

542

543

544

545

546

547

548

549

550

551

552

553

554

555

556

557

558

559

560

561

562

563

564

565

566

567

568

569

570

571

572

573

574

575

576

577

578

579

580

581

582

583

584

585

586

587

588

589

590

591

592

593

594

595

596

597

598

599

600

601

602

603

604

605

606

607

608

609

610

611

612

613

614

615

616

617

618

619

620

621

622

623

624

625

626

627

628

629

630

631

632

633

634

635

636

637

638

639

640

641

642

643

644

645

646

647

648

649

650

651

652

653

654

655

656

657

658

659

660

661

662

663

664

665

666

667

668

669

670

671

672

673

674

675

676

677

678

679

680

681

682

683

684

685

686

687

688

689

690

691

692

693

694

695

696

697

698

699

700

701

702

703

704

705

706

707

708

709

710

711

712

713

714

715

716

717

718

719

720

721

722

723

724

725

726

727

728

729

730

731

732

733

734

735

736

737

738

739

740

741

742

743

744

745

746

747

748

749

750

751

752

753

754

755

756

757

758

759

760

761

762

763

764

765

766

767

768

769

770

771

772

773

774

775

776

777

778

779

780

781

782

783

784

785

786

787

788

789

790

791

792

793

794

795

796

797

798

799

800

801

802

803

804

805

806

807

808

809

810

811

812

813

814

815

816

817

818

819

820

821

822

823

824

825

826

827

828

829

830

831

832

833

834

835

836

837

838

839

840

841

842

843

844

845

846

847

848

849

850

851

852

853

854

855

856

857

858

859

860

861

862

863

864

865

866

867

868

869

870

871

872

873

874

875

876

877

878

879

880

881

882

883

884

885

886

887

888

889

890

891

892

893

894

895

896

897

898

899

900

901

902

903

904

905

906

907

908

909

910

911

912

913

914

915

916

917

918

919

920

921

922

923

924

925

926

927

928

929

930

931

932

933

934

935

936

937

938

939

940

941

942

943

944

945

946

947

948

949

950

951

952

953

954

955

956

957

958

959

960

961

962

963

964

965

966

967

968

969

970

971

972

973

974

975

976

977

978

979

980

981

982

983

984

985

986

987

988

989

990

991

992

993

994

995

996

997

998

999

1000

1 = Coastal abundance (Tylor, 1964).

2 = Prochloris formation averages (Gulbenkian, 1966).

3 = Worldwide aliphosphoric averages from data of Swaine (1962).

4 = Range of data in Swaine (1962).

5 = Trace element averages of north-west African phosphorites (McArthur, 1974).

6 = RFE determinations on carbonate spalls (Alibabier et al., 1967).

7 = Average element abundances in igneous and metamorphic fluorapatites; figures marked with an asterisk are maximum determinations used where averages are not given (Criff, 1966).

TABLE 1. Componentes mayores de fosforitas en varias localidades submarinas (tomada de Cronan, 1980).

	1	2	3	4	5	6	7	8
SO ₂	6.20	3.45	15.30	13.79		1.8 ^c	3.0 ^c	3.1 ^c
TO ₂	0.06	0.04	0.10	0.11		0.019	0.016	0.074
Al ₂ O ₃	1.13	0.92	2.14	2.12		0.37	0.36	1.95
Fe ₂ O ₃	1.43	25.80	5.58	7.26		0.84	0.77	8.6
MgO	0.91	0.96	0.01	0.02		0.01	0.09	0.017
MnO	0.57	1.49	1.34	1.45				
CaO	47.02	33.42	37.04	36.54	47.4	26.2 ^c	8.0 ^c	9.0 ^c
Na ₂ O	0.62	0.34	0.78	0.73		0.15	2.79	1.96
K ₂ O	0.43	0.39	1.57	1.51		0.15	0.13	2.10
P ₂ O ₅	14.82	10.26	17.89	16.62	29.6	18.3	26.2	16.5
F	0.31	0.21	0.46	0.45		0.44 ^c	0.36 ^c	<0.1 ^c
S	2.12	1.42	2.21	2.04	3.3			
LOF	25.52	23.24	16.15	16.59		0.61	0.76	0.32
Organic C								

TABLE 2. Abundancia de elementos traza en diversas localidades (en p.p.m.) (tomada de Cronan, 1980).

	1	2	3	4	5	6	7
As	0.07	3	20.5	1.50			
Ag	1.8	40	16.0	0.4-188	40		
B	10.0			2-33			
Ba	425.0	100		1-1000	27		
Br	2.8			1-10			
Cd	0.2			1-10			
Ce	60.0					120	1545
Co	25.0			0.6-11.8			
Cr	100-0	1000	28	1-600	50		
Cu	55.0	100	21.7	0.6-394	16		120 ^c
I	0.5		24.1	0.15-200	28		
La	30.0	300				150	769
Li	20.0			1-10			
Mn	950.0	30	428.0	0-10000	126		570
Mo	1.5	30	18.7	1-138			
Ni	75.0	100	12.5	1.9-30	27		63 ^c
Pb	12.5			0-100	11		
Po	90.0					26	
Rb	0.2	7		1-10			
Sr	22.0	10		10-50			3
Sc	0.05	10		1-9.8			
Se	2.0		2.7	10-15			
Sn	375.0	1000		1800-2000	1284		2106
Sr	5700		476	100-5000	300		
Ti	2.7	90	190	8-1500	144		

TABLA 3. Posicionamiento de las estaciones de las campañas oceanográficas MIMAR III y MIMAR IV.

ESTACION	PROF. (m)	LATITUD N	LONGITUD W	ESTACION	PROF. (m)	LATITUD N	LONGITUD W
MIMAR III							
01	22	14°31.4'	92°19.9'	49	71	14°47.7'	93°05.0'
02	32	14°26.1'	92°19.9'	50	106	14°44.0'	93°04.9'
03	22	14°31.4'	92°19.9'	51	150	14°38.3'	93°04.8'
04	16	14°36.5'	92°24.6'	52	204	14°32.0'	93°04.5'
05	40	14°24.4'	92°25.0'	53	202	14°34.8'	93°10.3'
06	53	14°19.6'	92°24.9'	54	154	14°39.0'	93°10.6'
07	90	14°14.1'	92°30.0'	55	102	14°43.6'	93°10.4'
08	70	14°15.4'	92°30.2'	56	72	14°51.7'	93°10.2'
09	43	14°26.6'	92°29.0'	57	40	15°08.8'	93°10.6'
10	21	14°38.4'	92°30.0'	58	24	15°19.6'	93°10.0'
11	22	14°43.1'	92°35.0'	59	25	15°23.9'	93°14.9'
12	42	14°33.2'	92°35.0'	60	39	15°14.6'	93°15.0'
13	71	14°20.5'	92°35.1'	61	70	14°57.7'	93°15.0'
14	103	14°16.6'	92°35.0'	62	101	14°55.2'	93°14.7'
15	163	14°12.9'	92°35.1'	63	149	14°48.1'	93°15.0'
16	210	14°11.4'	92°35.1'	64	201	14°42.3'	93°15.0'
17	202	14°16.3'	92°40.0'	65	201	14°50.5'	93°19.9'
18	155	14°17.9'	92°40.1'	66	149	14°54.4'	93°19.9'
19	104	14°21.2'	92°40.3'	67	102	14°59.7'	93°21.0'
20	72	14°23.7'	92°40.4'	68	72	15°01.9'	93°20.2'
21	40	14°38.4'	92°40.1'	69	40	15°17.9'	93°20.1'
22	20	14°50.0'	92°39.9'	70	24	15°27.9'	93°20.1'
23	22	14°55.0'	92°45.0'	71	24	15°31.7'	93°25.0'
24	42	14°45.1'	92°45.0'	72	40	15°23.5'	93°25.0'
25	70	14°30.4'	92°45.0'	73	74	15°07.8'	93°25.0'
26	106	14°26.4'	92°45.0'	74	105	15°05.2'	93°25.1'
27	158	14°24.2'	92°44.6'	75	152	14°59.1'	93°25.3'
28	215	14°20.4'	92°44.6'	76	200	14°54.3'	93°25.2'
29	207	14°25.7'	92°50.1'	77	200	14°57.8'	93°30.1'
30	153	14°28.1'	92°50.3'	78	150	15°04.8'	93°30.0'
31	103	14°31.2'	92°50.7'	79	100	15°08.4'	93°30.3'
32	71	14°35.0'	92°50.4'	80	71	15°11.3'	93°30.2'
33	40	14°47.0'	92°50.2'	81	40	15°26.4'	93°30.9'
34	22	14°59.0'	92°50.1'	82	25	15°37.3'	93°29.9'
35	24	15°04.5'	92°56.7'	83	25	15°41.3'	93°35.0'
36	40	14°55.6'	92°57.1'	84	39	15°32.6'	93°35.1'
37	71	14°39.8'	92°55.0'	85	70	15°17.1'	93°35.0'
38	104	14°35.9'	92°55.0'	86	109	15°13.8'	93°34.9'
39	155	14°31.1'	92°54.8'	87	151	15°10.8'	93°35.0'
40	209	14°27.9'	92°54.9'	88	201	15°00.8'	93°35.0'
41	207	14°30.3'	92°00.1'	89	199	15°04.9'	93°39.9'
42	155	14°34.1'	93°01.3'	90	149	15°13.3'	93°40.1'
43	101	14°37.2'	93°00.3'	91	99	15°17.4'	93°40.1'
44	72	14°39.5'	93°01.0'	92	71	15°19.7'	93°40.3'
45	39	14°59.2'	93°00.2'	93	40	15°36.6'	93°40.3'
46	21	15°11.6'	93°00.1'	94	26	15°45.7'	93°40.0'
47	24	15°15.6'	93°05.1'	95	25	15°49.9'	93°45.0'
48	39	15°04.9'	93°05.0'	96	39	15°41.0'	93°45.0'

(cont. tabla 3)

ESTACION	PROP. (m)	LATTUD N	LONGITUD W	ESTACION	PROP. (m)	LATTUD N	LONGITUD W
97	72	15°25.1'	93°44.9'	145	71	15°50.9'	94°25.1'
98	101	15°21.4'	93°44.8'	146	116	15°49.2'	94°25.0'
99	152	15°18.1'	93°44.9'	147	158	15°48.1'	94°24.9'
100	196	15°11.2'	93°45.0'	148	209	15°45.4'	94°25.0'
101	201	14°56.3'	93°50.0'	149	198	15°48.8'	94°29.8'
102	148	15°22.2'	93°50.0'	150	152	15°51.0'	94°29.8'
103	96	15°25.0'	93°50.0'	151	105	15°50.5'	94°30.0'
104	70	15°28.6'	93°49.8'	152	70	15°52.4'	94°29.9'
105	40	15°43.9'	93°50.0'	153	39	16°01.6'	94°30.0'
106	26	15°53.5'	93°50.0'	154	24	16°08.5'	94°29.9'
107	25	15°56.4'	93°54.9'	155	22	16°09.1'	94°34.9'
108	40	15°47.3'	93°54.9'	156	40	16°03.7'	94°35.0'
109	73	15°31.3'	93°55.0'	157	73	15°55.4'	94°35.0'
110	111	15°28.9'	93°54.7'	158	107	15°54.0'	94°35.0'
111	150	15°27.2'	93°54.9'	159	150	15°51.7'	94°35.0'
112	200	15°20.4'	93°55.1'	160	203	15°49.3'	94°35.0'
113	201	15°24.0'	94°00.1'	161	200	15°50.4'	94°40.2'
114	149	15°30.6'	94°00.0'	162	145	15°53.5'	94°39.7'
115	101	15°32.4'	94°00.0'	163	95	15°54.4'	94°39.7'
116	72	15°35.2'	94°00.2'	164	70	15°55.9'	94°39.9'
117	40	15°49.9'	94°00.2'	165	40	16°03.9'	94°39.9'
118	28	15°56.7'	94°00.0'	166	24	16°08.6'	94°39.9'
119	27	15°59.0'	94°05.0'	167	24	16°08.8'	94°45.0'
120	40	15°51.4'	94°04.8'	168	39	16°04.3'	94°45.0'
121	71	15°38.5'	94°05.0'	169	71	15°58.6'	94°45.0'
122	101	15°36.6'	94°04.9'	170	103	15°57.0'	94°44.9'
123	152	15°34.9'	94°05.0'	171	153	15°55.8'	94°45.0'
124	202	15°29.5'	94°05.0'	172	202	15°52.6'	94°45.3'
125	203	15°32.3'	94°10.0'	173	200	15°53.2'	94°49.9'
126	150	15°37.0'	94°10.0'	174	148	15°55.9'	94°49.9'
127	94	15°38.3'	94°10.0'	175	92	15°57.7'	94°49.9'
128	72	15°39.5'	94°10.0'	176	72	15°59.7'	94°50.0'
129	40	15°53.0'	94°10.1'	177	40	16°05.9'	94°50.0'
130	25	16°01.9'	94°10.1'	178	22	16°10.6'	94°50.0'
131	27	16°04.0'	94°15.0'	179	22	16°10.0'	94°55.1'
132	39	15°57.7'	94°15.1'	180	40	16°06.9'	94°55.0'
133	70	15°44.8'	94°14.9'	181	72	16°01.0'	94°54.8'
134	110	15°42.5'	94°14.9'	182	104	15°57.8'	94°55.3'
135	158	15°41.2'	94°14.9'	183	156	15°54.8'	94°55.2'
136	209	15°36.3'	94°15.0'	184	202	15°52.5'	94°55.2'
137	200	15°40.8'	94°20.0'	185	202	15°43.5'	95°00.1'
138	148	15°43.9'	94°20.1'	186	148	15°55.8'	95°00.1'
139	95	15°45.1'	94°20.2'	187	97	15°58.1'	94°59.9'
140	71	15°47.1'	94°20.0'	188	72	15°59.2'	94°59.9'
141	39	15°56.8'	94°20.0'	189	38	16°03.4'	95°00.1'
142	23	16°06.5'	94°20.0'	190	24	16°08.7'	95°00.1'
143	23	16°08.3'	94°25.0'	191	20	16°06.3'	95°05.0'
144	42	15°59.2'	94°24.9'	192	41	16°01.2'	95°05.0'

(cont. tabla 3)

ESTACION	PROF.(m)	LATITUD N	LONGITUD W
40	102	15°57.8'	94°55.3'
41	42	16°03.3'	94°44.9'
42	69	16°00.3'	94°50.2'
43	192	15°54.0'	94°50.8'
44	258	15°45.0'	94°49.8'
45	126	15°55.9'	94°45.0'
46	81	15°57.0'	94°44.9'
47	43	16°04.0'	94°34.9'
48	73	15°55.9'	94°39.7'
49	78	15°54.6'	94°37.3'
50	156	15°51.7'	94°34.9'
51	204	15°49.4'	94°34.8'
52	75	15°52.3'	94°24.8'
53	41	15°59.1'	94°24.8'
54	87	15°49.2'	94°29.9'
55	135	15°48.1'	94°24.9'
56	188	15°45.4'	94°25.0'
57	60	15°49.9'	94°20.0'
58	73	15°47.1'	94°20.0'
59	167	15°43.9'	94°20.0'
60	207	15°40.8'	94°19.9'
61	60	15°46.9'	94°15.0'
62	97	15°42.0'	94°14.9'
63	140	15°41.3'	94°14.9'
64	213	15°36.3'	94°14.7'
65	55	15°45.0'	94°10.1'
66	66	15°42.0'	94°10.0'
67	209	15°32.3'	94°10.0'
68	200	15°29.5'	94°05.0'
69	138	15°34.8'	94°05.0'
70	84	15°36.5'	94°05.0'
71	58	15°38.9'	94°00.0'
72	69	15°35.2'	94°00.1'
73	205	15°24.0'	94°00.1'
74	203	15°15.0'	94°00.0'
75	193	15°10.0'	94°00.0'
76	202	15°00.0'	93°54.9'
77	187	15°05.8'	93°54.9'
78	190	15°09.9'	93°54.8'
79	193	15°14.9'	93°54.8'
80	152	15°27.0'	93°54.9'
81	124	15°28.7'	93°54.7'
82	57	15°35.0'	93°55.0'

ESTACION	PROF.(m)	LATITUD N	LONGITUD W
83	197	15°15.0'	93°49.9'
84	187	15°09.8'	93°50.0'
85	180	15°04.8'	93°49.9'
86	180	15°00.0'	93°50.0'
87	181	15°00.0'	93°44.9'
88	188	15°00.0'	93°40.0'
89	186	15°04.7'	93°44.9'
90	198	15°11.0'	93°45.0'
91	146	15°17.9'	93°44.6'
92	106	15°21.2'	93°44.8'
93	65	15°21.0'	93°40.0'
94	80	15°13.8'	93°34.9'
95	127	15°10.8'	93°35.0'
96	199	15°00.9'	93°34.9'
97	95	15°05.0'	93°25.0'
98	147	14°59.2'	93°25.0'
99	197	14°54.9'	93°25.2'
100	61	15°00.0'	93°15.0'
101	76	14°55.1'	93°14.6'
102	153	14°48.2'	93°15.0'
103	210	14°42.2'	93°14.8'
104	62	14°55.8'	93°10.0'
105	162	14°38.3'	93°04.9'
106	205	14°32.0'	93°04.9'
107	138	14°37.2'	93°00.3'
108	50	14°41.3'	92°55.0'
109	118	14°35.6'	92°56.6'
110	162	14°31.0'	92°54.7'
111	202	14°28.5'	92°55.7'
112	56	14°35.0'	92°45.0'
113	104	14°26.7'	92°44.9'
114	145	14°23.4'	92°44.5'
115	191	14°20.5'	92°44.5'
116	68	14°20.5'	92°35.1'
117	103	14°16.7'	92°34.9'
118	147	14°13.0'	92°35.1'
119	177	14°11.5'	92°35.0'
120	76	14°15.4'	92°30.2'
121	505	14°23.9'	93°18.9'
122	246	14°43.3'	93°39.5'
123	543	14°58.9'	94°19.4'
124	547	15°25.4'	94°53.6'

TABLA 4. Relación de los porcentajes de grava, arena, lodo y nomenclatura textural (según Folk, 1969) en sedimentos del Golfo de Tehuantepec.

EST.	% S	% A	% L	NOMEN.	EST.	% S	% A	% L	NOMEN.
1	2.80	18.44	78.56	LA	51	0.38	65.14	30.45	AL
2	4.94	49.53	45.54	AL	52	0.70	74.19	25.11	AL
3	0.16	12.41	87.44	LA	53	0.18	59.57	25.95	AL
4	2.96	29.18	67.92	LA	54	1.45	54.55	35.89	AL
5	0.00	77.51	2.49	A	55	1.19	87.92	10.89	AL
6	1.92	95.31	2.78	A	56	0.60	96.54	2.86	A
7	0.79	32.34	15.37	AL	57	1.71	93.56	4.75	A
8	5.44	84.98	9.58	AGL	58	0.49	29.62	69.89	LA
9	7.05	95.16	7.77	AG	59	0.49	70.35	29.25	AL
10	0.82	50.58	48.60	AL	60	3.14	95.12	1.75	A
11	1.33	38.53	60.13	LA	61	0.27	91.82	7.91	A
12	4.10	92.37	3.53	A	62	0.61	48.34	51.05	LA
13	0.25	94.78	4.97	A	63	2.15	57.11	40.73	AL
14	0.57	57.41	32.02	AL	64	0.41	45.24	54.35	LA
15	0.02	59.32	40.05	AL	65	0.35	25.16	74.49	LA
16	0.98	59.46	39.56	AL	66	3.42	31.33	65.04	LA
17	0.24	41.71	57.85	LA	67	1.11	71.41	27.48	AL
18		41.20	58.80	LA	68	1.07	93.67	5.24	A
19	0.11	39.82	60.07	LA	69	7.53	89.46	3.02	AG
20	1.18	93.23	5.60	A	70	0.60	29.78	69.70	LA
21	3.21	95.06	1.72	A	71	0.53	59.25	40.25	AL
22	2.31	21.63	76.04	LA	72	7.77	90.83	2.20	AG
23	0.71	48.61	50.68	LA	73	0.84	90.93	8.23	A
24	8.10	87.24	4.66	AG	74	1.50	65.90	32.60	AL
25	0.68	91.80	7.52	A	75	0.06	23.20	76.74	LA
26	1.40	56.84	41.76	AL	76	1.40	28.18	70.42	LA
27	0.84	60.82	38.34	AL	77	2.89	31.20	65.91	LA
28	3.65	59.31	36.85	AL	78	0.01	22.82	77.17	LA
29	0.05	54.61	45.33	AL	79	0.31	88.76	10.93	AL
30	0.13	34.84	65.03	LA	80	3.39	91.41	5.20	A
31	0.69	65.86	33.45	AL	81	1.78	92.80	5.42	A
32	12.74	75.56	10.70	AGL	82	0.16	76.51	23.33	AL
33	1.44	97.21	1.35	A	83	4.13	83.69	12.18	AL
34	0.72	36.02	63.26	LA	84	3.32	90.82	6.46	A
35	0.92	34.00	65.08	LA	85	0.67	96.90	2.43	A
36	6.37	89.29	4.34	AG	86	0.24	49.79	49.97	LA
37	5.15	89.13	5.74	AG	87	0.16	26.47	73.37	LA
38	0.99	66.53	32.46	AL	88	0.11	32.93	66.95	LA
39	0.49	95.06	4.46	A	89	0.06	26.83	73.12	LA
40	5.03	73.74	21.23	AGL	90	0.01	32.26	67.73	LA
41	0.05	65.21	34.74	AL	91	0.14	92.78	7.02	A
42	1.03	72.04	26.93	AL	92	0.24	94.87	4.89	A
43					93	1.60	93.99	4.37	A
44	0.18	93.17	6.66	A	94	1.97	77.86	20.67	AL
45	1.02	97.33	1.63	A	95	0.03	98.17	1.81	A
46	0.27	10.86	88.87	LA	96	3.67	92.35	3.98	A
47	0.19	39.86	59.95	LA	97	0.20	93.26	6.54	A
48	5.56	87.94	6.50	AG	98	0.04	94.16	5.82	A
49	0.15	95.63	4.21	A	99	0.04	62.30	57.66	LA
50	0.35	67.23	32.22	AL	100	0.42	27.49	72.09	LA

(cont. tabla 4)

EST.	I G	I A	I L	NOMEN.	EST.	I G	I A	I L	NOMEN.
101	3.27	79.04	17.67	AL	151	0.02	96.85	3.14	A
102	0.14	37.08	62.79	LA	152	0.27	96.60	3.13	A
103	1.30	97.64	0.94	A	153	2.00	92.31	6.81	A
104	0.44	96.84	2.32	A	154	0.07	98.60	1.33	A
105	3.03	91.24	3.73	AG	155	0.01	97.57	2.42	A
106	0.18	56.16	43.66	AL	156	10.34	77.58	11.08	AGL
107	1.91	91.61	6.48	A	157	0.11	97.24	2.45	A
108	0.22	97.38	2.39	A	158	0.08	96.57	3.35	A
109	0.26	93.60	6.14	A	159	0.02	60.33	59.75	LA
110	0.06	31.34	48.58	AL	160		4.12	93.00	L
111	1.04	45.79	53.17	LA	161	0.30	7.61	91.89	L
112	0.14	34.94	64.91	LA	162	0.15	67.15	32.70	AL
113	0.02	92.22	7.74	A	163	0.04	97.67	2.29	A
114	-	34.14	65.94	LA	164	0.26	94.92	2.82	A
115	0.74	42.57	56.66	LA	165	3.04	89.49	7.07	A
116	0.42	96.24	3.34	A	166		96.28	3.72	A
117	0.51	97.18	2.30	A	167	0.05	97.64	2.29	A
118	0.14	94.38	5.48	A	168	1.31	95.89	2.80	A
119	3.63	82.48	13.89	AL	169	0.36	93.92	3.71	A
120	2.33	94.43	3.22	A	170	0.06	94.43	3.31	A
121	0.19	98.00	1.80	A	171		33.00	64.92	LA
122	0.11	85.21	14.69	AL	172		4.74	93.26	L
123	-	30.44	69.34	LA	173	0.04	2.74	97.22	L
124	0.51	42.17	57.32	LA	174		18.39	81.41	LA
125	0.16	28.31	71.53	LA	175	1.12	93.82	3.07	A
126		32.65	67.35	LA	176	0.63	89.85	9.51	AL
127	0.12	95.92	3.94	A	177	0.05	67.78	31.37	AL
128	0.30	95.74	3.94	A	178	1.24	97.40	1.35	A
129	2.33	95.04	2.61	A	179	0.23	95.45	4.32	A
130	0.50	47.04	52.44	LA	180	0.52	68.64	80.85	LA
131	1.30	72.72	25.98	AL	181	0.99	68.85	80.56	LA
132	1.54	95.75	2.72	A	182		18.97	81.43	LA
133	0.52	96.37	3.11	A	183		3.34	94.64	L
134	0.07	91.34	8.59	A	184		1.70	98.30	L
135	0.03	32.14	67.83	LA	185	9.63	64.94	23.44	AGL
136		8.34	91.64	L	186		3.73	96.27	L
137		7.22	92.78	L	187		8.20	91.80	L
138	0.20	39.81	59.99	LA	188	0.04	13.03	86.93	LA
139	2.99	94.21	2.80	A	189	0.10	47.17	32.73	LA
140	2.49	95.73	1.78	A	190	2.08	95.40	1.72	A
141	20.43	75.43	4.12	AG	191	0.08	32.78	67.13	AL
142	0.08	94.72	3.20	A	192		22.14	77.86	LA
143	0.27	98.41	1.33	A	193		3.00	93.00	L
144					194		2.37	97.63	L
145	0.03	97.29	2.44	A	195		2.30	97.80	L
146	0.03	89.68	10.49	AL	196	0.03	1.87	98.10	L
147		29.42	70.38	LA	197		38.84	64.16	LA
148		1.81	98.19	L	198	0.38	36.62	69.23	LA
149	0.01	4.94	93.04	L	199		2.24	97.76	L
150		34.93	63.05	LA	200	0.02	6.93	99.03	L

(cont. tabla 4)

EST.	Z B	Z A	Z L	NOMEN.	EST.	Z B	Z A	Z L	NOMEN.
201	0.02	4.93	95.05	L	MINARIV				
202	0.11	29.38	70.51	LA					
203	1.37	69.29	29.34	AL	4		0.39	99.41	L
204	0.06	8.92	91.02	L	5	0.05	14.06	85.09	LA
205		1.00	98.82	L	13		1.32	98.10	L
206		1.44	98.56	L	15	0.06	37.64	62.28	LA
207	0.50	66.74	38.75	AL	19		0.44	99.56	L
208	0.41	13.62	85.97	LA	24		2.29	97.71	L
209		1.09	98.91	L	25		2.03	97.97	L
210		1.76	98.24	L	26	1.49	32.47	66.04	AL
211		1.24	98.76	L	33	0.12	21.86	78.02	LA
212		2.11	97.89	L	34	16.71	60.30	22.91	ABL
213	0.07	65.04	34.09	AL	37		0.88	99.12	L
214	0.20	73.10	26.70	AL	44		0.96	99.04	L
215	0.02	42.57	57.41	LA	53	3.07	94.81	2.12	A
216					74	1.51	45.26	53.23	LA
217	0.01	2.83	97.17	L	75	2.78	73.44	23.78	AL
218		0.40	99.60	L	76	2.05	70.97	26.98	AL
219		0.63	99.37	L	77	6.55	76.53	16.92	ABL
220					78	1.70	71.02	27.28	AL
221	1.21	10.39	86.40	LA	79	0.37	53.88	45.75	AL
222	0.17	9.76	90.07	LA	83	0.18	42.73	57.09	AL
223	0.02	16.25	83.73	LA	84	1.90	67.00	31.10	AL
224	0.17	10.33	89.28	LA	85	3.00	74.19	22.81	AL
225	0.04	4.43	93.32	L	86	7.14	76.68	16.18	ABL
226		0.49	99.51	L	87	3.99	76.96	19.05	AL
227					89	1.99	64.50	33.51	AL
228		0.27	99.73	L	93	0.02	97.11	2.07	A
229		0.69	99.31	L	100	0.74	96.47	2.79	A
230		4.50	95.50	L	104	2.04	93.72	3.04	A
231	0.16	7.55	92.39	L	107	2.27	85.33	14.20	AL
232		13.32	84.48	LA	108	2.16	94.84	3.00	A
233		5.50	94.50	L	112	2.26	96.32	1.42	A
234		0.87	99.13	L	116	1.00	94.75	6.17	A
235	0.02	0.37	99.61	L	120	11.77	78.27	9.96	ABL
236					124		0.90	99.10	L
237		1.28	98.72	L					
238									
239	0.02	30.49	69.49	LA		Z B = arena	Z A = arena	Z L = Lodo	
240	0.45	35.80	63.75	LA		NOMENCLATURA (según FILA, 1949)			
241	0.17	24.01	73.82	LA		A = arena		L = Lodo	
242	0.07	25.99	73.14	LA		AL = arena con grava		LA = Lodo arenoso	
243	12.12	7.66	80.22	LB		ABL = arena con grava lodoso		LB = Lodo con grava	
244	0.09	1.37	98.54	L		AL = arena lodoso			

TABLA 5. Determinación porcentual de los principales constituyentes mineralógicos y orgánicos de la fracción gruesa (grava + arena) de los sedimentos del Golfo de Tehuantepec.

Est.	H I H A R I I I	Est.	H. I.	V. S. S. S.	S.	Est.	Oz	Fol.	F.R.	N.	V.	M.O.M.	O.
1	53.00	2.00	15.00	5.00	22.00	26	60.00	5.00	8.00	2.00	15.00	10.00	10.00
2	48.00	3.00	16.00	8.00	25.00	37	52.00	4.00	15.00	1.00	20.00	8.00	10.00
3	55.00	5.00	8.00	5.00	25.00	38	8.00		7.00	5.00	70.00	10.00	8.00
4	44.00	3.00	15.00	2.00	28.00	39	7.00		4.00	3.00	77.00	9.00	10.00
5	42.00	8.00	18.00	2.00	15.00	40	8.00		2.00	2.00	73.00	15.00	9.00
6	53.00	5.00	10.00	13.00	18.00	41	9.00		5.00	4.00	70.00	12.00	7.00
7	32.00	3.00	15.00		32.00	42	11.00		8.00	3.00	58.00	20.00	20.00
8	34.00	4.00	20.00		40.00	43	2.00	Sin muestra	(vestigios de conchas)				
9	60.30	1.00	7.00		20.00	44	25.00	3.00	35.00	2.00	25.00	10.00	10.00
10	58.00	2.00	14.00	5.00	27.00	45	33.00	5.00	30.00	2.00	15.00	12.00	15.00
11	45.00	3.00	18.00	5.00	27.00	46	20.00	3.00	10.00	8.00	50.00	12.00	20.00
12	37.00	7.00	15.00	3.00	28.00	47	32.00	3.00	23.00	7.00	20.00	15.00	15.00
13	27.00	10.00	38.00	15.00	5.00	48	35.00	3.00	19.00	5.00	18.00	20.00	20.00
14	15.00	1.00	12.00	3.00	43.00	49	42.00	5.00	30.00	3.00	8.00	12.00	12.00
15	15.00		5.00	12.00	53.00	50	25.00		10.00	8.00	46.00	17.00	17.00
16	15.00	4.00	11.00		57.00	51	22.00		11.00	7.00	45.00	15.00	15.00
17	12.00	5.00	10.00		60.00	52	15.00		10.00	1.00	55.00	20.00	20.00
18	20.00	5.00	10.00		60.00	53	11.00		7.00	1.00	45.00	16.00	16.00
19	25.00	3.00	10.00	8.00	52.00	54	35.00	2.00	25.00	5.00	20.00	13.00	13.00
20	29.00	9.00	25.00	5.00	25.00	55	28.00	2.00	19.00	3.00	30.00	18.00	18.00
21	21.00	3.00	40.00	3.00	25.00	56	27.00		13.00	1.00	44.00	15.00	15.00
22	20.00	2.00	34.00	4.00	36.00	57	35.00	3.00	23.00	4.00	30.00	4.00	4.00
23	40.00	8.00	20.00	2.00	23.00	58	35.00	1.00	15.00	3.00	28.00	18.00	18.00
24	33.00	5.00	10.00	3.00	40.00	59	33.00	2.00	18.00	3.00	25.00	19.00	19.00
25	38.00	5.00	15.00	2.00	33.00	60	35.00	1.00	28.00	6.00	15.00	15.00	15.00
26	11.00		2.00	1.00	48.00	61	80.00	3.00	80.00	1.00	10.00	5.00	5.00
27	8.00	4.00	4.00	3.00	45.00	62	19.00		19.00	1.00	80.00	8.00	8.00
28	5.00	1.00	8.00		80.00	63	30.00		30.00	1.00	48.00	1.00	1.00
29	15.00	3.00	2.00	2.00	46.00	64	20.00		20.00	1.00	79.00	1.00	1.00
30	15.00	4.00	6.00	5.00	70.00	65	9.00		9.00	1.00	90.00	1.00	1.00
31	9.00	3.00	11.00		75.00	66	8.00		8.00	1.00	81.00	10.00	10.00
32	25.00	3.00	15.00	5.00	50.00	67	15.00	1.00	15.00	1.00	80.00	3.00	3.00
33	33.00	3.00	30.00	2.00	20.00	68	80.00		80.00	1.00	18.00	1.00	1.00
34	38.00	2.00	15.00	7.00	15.00	69	75.00	1.00	75.00	2.00	20.00	1.00	1.00
35	45.00	3.00	10.00	3.00	35.00	70	45.00	7.00	45.00	5.00	30.00	2.00	2.00

(cont. tabla 5)

Est.	Qz	Fel.	F.R.	M.	V.	R.O.M.	O.	Est.	Qz	Fel.	F.R.	M.	V.	R.O.M.	O.
								M I M A R	I V						
211	10.00			5.00	2.00	82.00	1.00	4	87.00	1.00	tz	3.00	5.00	1.00	3.00
212	25.00			10.00	2.00	48.00	5.00	5	76.00	3.00		7.00	4.00	8.00	2.00
213	53.00			9.00	1.00	35.00	2.00	13	59.00	2.00		2.00	1.00	35.00	1.00
214	66.00			10.00	1.00	20.00	3.00	15	88.00	1.00	tz	6.00	1.00	3.00	1.00
215	68.00	1.00	1.00	8.00	1.00	20.00	2.00	19	68.00			2.00	3.00	25.00	2.00
216	64.00	tz	tz	5.00		30.00	1.00	24	47.00	2.00		1.00	4.00	45.00	1.00
217	36.00			3.00		60.00	1.00	25	3.00			1.00	tz	95.00	1.00
218	5.00			2.00		93.00	tz	26	1.00		1.00	tz	1.00	95.00	2.00
219	5.00			1.00		94.00	tz	33	tz			tz	1.00	99.00	tz
220	28.00			12.00		45.00	15.00	34	4.00	1.00		2.00	tz	92.00	1.00
221	37.00			15.00		40.00	8.00	37	44.00	1.00		2.00	tz	52.00	1.00
222	67.00		2.00	10.00		15.00	5.00	44	21.00			3.00	tz	74.00	2.00
223	66.00			15.00		20.00	5.00	55	82.00	5.00	3.00	1.00		7.00	2.00
224	70.00			10.00		15.00	5.00	74	1.00			tz	tz	95.00	4.00
225	67.00			9.00	1.00	20.00	3.00	75	1.00			tz	tz	99.00	tz
226	10.00			5.00	tz	82.00	3.00	76	tz			tz	tz	99.00	1.00
227	5.00			tz	tz	90.00	5.00	77	2.00			tz		98.00	tz
228	2.00			1.00	tz	97.00	tz	78	3.00			tz		95.00	2.00
229	5.00			3.00		92.00	1.00	79	tz			tz	tz	99.00	1.00
230	47.00			10.00	1.00	40.00	2.00	83	1.00			tz	tz	97.00	2.00
231	69.00			10.00	1.00	15.00	5.00	84	2.00			tz		98.00	tz
232	80.00			7.00	1.00	10.00	3.00	85	2.00			1.00		95.00	2.00
233	68.00			10.00		15.00	8.00	86	tz			tz		99.00	1.00
234	10.00			3.00	1.00	85.00	1.00	87	tz					98.00	2.00
235	5.00			1.00	tz	93.00	1.00	89	1.00			tz	tz	97.00	2.00
236	10.00			2.00	1.00	85.00	2.00	93	85.00	4.00	6.00	1.00		3.00	1.00
237	23.00			10.00	1.00	64.00	2.00	100	80.00	3.00	6.00	2.00	tz	7.00	2.00
238	62.00			10.00	1.00	25.00	3.00	104	75.00		6.00	3.00		15.00	3.00
239	75.00	1.00	1.00	15.00	1.00	10.00	6.00	107	56.00		2.00	1.00	1.00	35.00	3.00
240	66.00	tz	1.00	10.00	1.00	15.00	7.00	108	73.00	2.00	16.00	2.00		6.00	1.00
241	69.00	tz	1.00	7.00	1.00	15.00	7.00	112	58.00	8.00	25.00	tz		1.00	8.00
242	73.00	tz	tz	10.00	1.00	15.00	2.00	116	55.00	5.00	30.00	1.00		3.00	6.00
243	14.00			6.00	tz	79.00	1.00	120	46.00	8.00	30.00	1.00		16.00	5.00
244	34.00			7.00		59.00	tz	124	3.00			1.00	2.00	92.00	2.00

Est. = Estación (muestra)
Qz = cuarzo
Fel. = feldspatos

F.R. = fragmentos de roca
M. = micas
V. = materia vegetal (iefosa)

R.O.M. = restos de organismos marinos
O. = otros

TABLE 6. Analisis faunístico de los sedimentos superficiales del Golfo de Tehuantepec (modificada de Carranza-Edwards, 1967).

EST. No.	FORAMINIFEROS DENT.	PLANC.	OSTRAC.	MICROML.	FRAM. CONCHAS	OTROS	EST. No.	FORAMINIFEROS DENT.	PLANC.	OSTRAC.	MICROML.	FRAM. CONCHAS	OTROS
1	2	1	-	-	-	-	41	4	4	-	3	2	Tubos Pol.
2	3	3	-	2	-	Poliquetos	42	3	3	-	1	2	Equinodermos
3	3	2	1	2	-	-	43	3	1	1	4	-	Tubos Pol.
4	4	-	1	2	2	Briozoarios	44	-	-	-	-	-	-
5	3	2	-	-	2	-	45	1	2	-	-	4	-
6	4	3	-	-	2	Equinodermos	46	2	1	3	1	4	-
7	4	4	2	3	-	Equinodermos	47	3	2	1	3	-	-
8	3	3	2	3	2	Briozoarios	48	2	1	1	3	4	Bivalvos
9	2	2	-	3	-	Briozoarios	49	2	2	-	3	-	-
10	4	3	2	-	3	Copepodos	50	4	4	-	4	3	Equinodermos
11	3	3	2	2	2	-	51	4	4	-	2	-	-
12	3	4	2	1	2	-	52	3	4	-	1	-	Esponjas
13	3	2	-	-	3	-	53	3	4	-	1	2	-
14	4	3	2	1	3	-	54	3	3	-	2	-	-
15	4	4	-	2	3	-	55	4	4	-	3	-	Macromolusco
16	4	4	-	3	-	-	56	3	1	-	4	3	-
17	4	3	-	-	-	-	57	2	1	-	-	3	-
18	4	4	-	2	1	-	58	3	2	1	4	3	-
19	3	3	-	2	1	-	59	2	2	-	3	4	-
20	3	3	-	1	2	-	60	-	-	-	-	3	-
21	1	-	-	-	4	-	61	3	-	-	2	2	-
22	2	-	-	3	-	-	62	3	3	-	3	-	-
23	2	2	-	1	2	-	63	4	1	1	3	-	-
24	2	-	-	1	3	-	64	4	3	-	3	2	-
25	3	4	-	2	2	Briozoarios	65	4	-	-	3	2	-
26	4	4	-	3	-	-	66	3	3	-	2	4	-
27	3	3	-	3	-	-	67	3	2	1	2	4	Equinodermos y Coral
28	3	3	-	2	2	-	-	-	-	-	-	-	-
29	3	3	-	-	2	Equinodermos	68	4	2	1	2	3	-
30	3	4	-	1	2	-	69	2	1	-	-	4	Macromolusco
31	4	4	2	3	3	Espículas	70	1	1	-	-	3	-
32	2	1	1	1	4	Bivalvos	71	2	-	-	1	3	-
33	1	-	-	1	2	Ectopodos	72	1	1	-	-	-	-
34	2	-	3	-	2	Poliquetos	73	3	3	1	3	-	-
35	3	2	3	4	-	-	74	3	3	-	1	2	-
36	3	4	1	2	-	Equinodermos	75	4	4	-	-	3	-
37	4	3	2	3	2	Poliquetos	76	4	4	2	-	3	-
38	4	4	3	3	2	Poliquetos	77	3	4	-	-	-	-
39	4	4	3	3	2	Vertebras	78	1	1	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	Peces, Crust.	79	3	4	-	2	3	-
40	3	2	-	1	2	-	80	3	3	-	-	2	-

(cont. tabla 6)

EST. No.	FORAMINIFEROS		OSTRAC.	MICROMOL.	FRAGM. CONCHAS	OTROS	EST. No.	FORAMINIFEROS		OSTRAC.	MICROMOL.	FRAGM. CONCHAS	OTROS
	BENT.	PLANC.						BENT.	PLANC.				
81	2	2	-	3	-	-	121	4	2	1	3	-	Equinodermos
82	2	2	-	1	2	-	122	3	3	2	3	-	Macromolusco
83	3	4	2	-	1	-							Coral y Eq.
84	2	2	-	1	2	-	123	4	4	-	-	-	-
85	1	1	-	-	-	-	124	4	4	-	-	-	-
86	3	3	-	-	2	-	125	4	4	-	-	-	-
87	4	4	-	-	3	-	126	4	4	-	-	3	-
88	3	3	-	-	2	-	127	2	2	-	-	2	-
89	3	3	-	1	-	-	128	1	1	-	-	1	-
90	1	1	-	-	-	-	129	-	-	-	-	1	-
91	2	2	1	-	2	-	130	2	2	-	2	2	-
92	1	1	-	1	1	-	131	-	-	-	-	2	-
93	1	1	-	1	1	-	132	-	-	-	-	1	-
94	1	1	-	-	1	-	133	1	1	-	-	-	-
95	-	-	-	-	1	-	134	2	2	-	1	2	-
96	1	1	-	-	2	-	135	3	3	-	-	-	-
97	2	2	-	1	2	-	136	2	2	-	-	-	-
98	3	3	-	1	2	-	137	2	2	-	-	-	-
99	2	2	-	-	1	-	138	3	3	-	1	2	-
100	1	1	-	-	-	-	139	1	1	-	-	-	-
101	4	4	-	2	3	-	140	1	1	-	1	1	-
102	4	4	-	-	3	-	141	1	1	-	-	1	-
103	-	-	-	-	1	-	142	-	-	-	-	1	-
104	-	-	-	-	1	-	143	4	1	-	4	3	Briozoarios
105	-	-	-	2	1	-	144	3	3	-	3	4	Briozoarios
106	-	-	-	-	1	-							Corales y Eq.
107	1	1	-	1	2	-	145	3	-	-	1	3	-
108	-	-	-	-	1	-	146	3	3	-	2	3	-
109	3	-	-	-	2	-	147	3	3	1	2	-	-
110	4	4	-	2	3	-	148	2	3	-	-	2	-
111	3	3	-	-	2	-	149	2	2	-	2	-	-
112	4	3	-	1	-	-	150	4	4	1	2	3	-
113	4	3	-	2	2	-	151	4	4	-	3	2	-
114	1	2	-	1	3	-	152	4	2	1	3	2	-
115	2	2	1	2	4	-	153	2	2	-	2	3	Briozoarios
116	3	1	1	2	-	-	154	-	-	-	2	-	-
117	2	-	-	-	-	-	155	1	1	1	2	-	Equinodermos
118	3	-	-	2	3	-	156	2	2	-	3	4	Poliquetos
119	3	3	1	2	4	-	157	-	-	-	-	2	Macromolusco
120	4	1	-	3	-	Poliquetos Coral y Macromoluscos	158	1	1	-	2	-	-
							159	4	4	-	3	-	-

(cont. tabla 6)

EST. No.	FORAMINIFEROS BENT. PLANC.	OSTRAC.	MICROMOL.	FRAGM. CONCHAS	OTROS
160	2	2	-	-	-
161	2	2	-	-	-
162	2	2	-	1	-
163	1	-	1	2	-
164	2	-	-	2	-
165	4	4	-	3	2 Brisocarion
166	-	1	-	3	-
167	2	-	-	2	1
168	3	-	-	2	3
169	1	1	1	-	2
170	1	1	-	-	-
171	4	4	-	-	-
172	2	3	-	-	2
173	2	2	-	1	1
174	2	2	-	-	2
175	-	-	-	1	1
176	3	3	-	1	2
177	3	3	-	-	2
178	-	-	-	1	-
179	-	-	-	-	1
180	3	-	-	2	1
181	2	-	-	1	1
182	3	3	-	2	4
183	3	3	-	2	4
184	2	2	-	-	3
185	4	2	-	2	4
186	2	-	-	2	1
187	3	-	2	-	3
188	2	2	1	-	-
189	1	1	-	-	-
190	-	-	-	3	2 Equiodermos
191	1	1	1	-	-
192	2	3	-	-	-
193	2	2	-	-	-
194	1	1	-	-	-
195	1	1	-	-	-
196	1	1	-	-	-
197	2	3	-	-	-
198	2	2	-	-	-
199	2	2	-	-	-
200	1	1	-	-	1
201	1	1	-	-	-
202	1	1	-	-	1

EST. No.	FORAMINIFEROS BENT. PLANC.	OSTRAC.	MICROMOL.	FRAGM. CONCHAS	OTROS
203	-	-	-	-	1
204	-	-	-	-	1
205	1	1	-	-	-
206	-	-	-	-	1
207	3	3	1	2	2
208	3	3	-	-	2
209	3	3	-	-	2
210	2	2	-	-	1
211	2	2	-	-	-
212	2	2	-	1	-
213	-	-	-	-	2
214	1	1	-	-	1
215	-	-	-	-	1
216	-	-	-	-	1
217	-	-	-	-	1
218	1	1	-	-	-
219	1	1	-	-	-
220	2	-	-	-	Crustaceos
221	3	2	-	2	2
222	3	3	-	2	2
223	2	2	-	-	3
224	2	1	-	1	2
225	2	-	-	-	3
226	3	2	-	-	1
227	2	2	-	-	-
228	1	1	-	-	1
229	1	1	-	-	1
230	2	-	-	-	1
231	2	-	-	-	1
232	3	3	-	-	3
233	2	-	-	-	3
234	3	-	-	-	2
235	2	-	-	1	2
236	1	1	-	-	-
237	1	1	-	-	-
238	3	3	-	-	-
239	3	3	-	-	-
240	1	1	-	-	1
241	1	1	-	-	1
242	1	1	-	-	-
243	1	1	-	-	-
244	1	1	-	-	-

NOTACION: 1= MUY ESCASO, 2= PRESENTES, 3= ABUNDANTES, 4= MUY ABUNDANTES.

TABLA 7. Concentración de terrígenos, biógenos y contenido de P_2O_5 (%) en los sedimentos del Golfo de Tehuantepec.

Mtra.	Terr.	Bióg.	P2O5	Mtra.	Terr.	Bióg.	P2O5	Mtra.	Terr.	Bióg.	P2O5
MAR III											
1	78	22	0.21	36	85	15	0.24	71	80	20	0.37
2	75	25	0.24	37	80	20	0.20	72	90	10	0.38
3	75	25	0.22	38	30	70	0.34	73	70	30	0.44
4	72	28	0.30	39	25	77	0.95	74	47	53	0.57
5	85	15	0.50	40	27	73	1.35	75	10	90	1.21
6	85	15	0.21	41	30	70	0.55	76	10	90	1.98
7	50	50	0.20	42	42	58	0.65	77	10	90	2.05
8	60	40	0.18	43				78	11	89	2.17
9	80	20	0.19	44	75	25	0.26	79	90	10	0.32
10	80	20	0.21	45	85	15	0.23	80	90	10	0.80
11	75	25	0.15	46	50	50	0.42	81	85	15	0.31
12	72	28	0.32	47	80	20	0.30	82	85	15	0.19
13	95	5	0.23	48	82	18	0.21	83	85	15	0.22
14	47	53	0.34	49	92	8	0.28	84	86	14	0.41
15	45	55	0.30	50	60	40	0.37	85	92	8	0.55
16	43	57	0.48	51	55	45	0.59	86	20	80	1.09
17	40	60	0.45	52	45	55	-	87	25	75	1.56
18	40	60	0.34	53	35	65	2.38	88	20	80	3.15
19	48	52	0.41	54	80	20	0.53	89	15	85	3.23
20	75	25	0.30	55	70	30	0.31	90	20	80	1.98
21	85	15	0.42	56	54	44	0.28	91	90	10	0.20
22	64	36	0.50	57	70	30	0.31	92	92	8	0.39
23	75	25	0.30	58	72	28	0.23	93	90	10	0.35
24	60	40	0.34	59	75	25	0.39	94	85	15	0.42
25	65	35	0.62	60	85	15	0.41	95	85	15	0.54
26	32	68	0.64	61	90	10	0.44	96	85	15	0.54
27	35	65	0.65	62	20	80	0.80	97	80	20	0.58
28	20	80	0.73	63	32	68	0.85	98	70	30	-
29	32	68	0.47	64	21	79	1.21	99	11	89	2.17
30	30	70	0.31	65	10	90	1.11	100	10	90	2.61
31	25	75	0.27	66	19	81	0.93	101	20	80	0.52
32	50	50	0.21	67	20	80	1.21	102	23	77	1.84
33	80	20	0.23	68	82	18	0.82	103	95	5	0.15
34	75	25	0.28	69	80	20	0.65	104	88	12	0.24
35	65	35	0.33	70	62	38	0.34	105	86	14	0.24

(cont. table 7)

Htra.	Terr.	Biog.	F205	Htra.	Terr.	Biog.	F205	Htra.	Terr.	Biog.	F205
106	56	44	0.25	141	85	15	0.15	176	90	10	0.21
107	60	20	0.25	142	90	10	0.17	177	85	15	0.23
108	50	10	0.32	143	90	10	0.16	178	90	10	0.14
109	85	15	0.34	144	90	10	0.25	179	90	10	0.16
110	6	94	0.66	145	90	10	0.31	180	75	25	0.14
111	10	90	2.00	146	90	20	0.22	181	60	40	0.14
112	10	90	3.65	147	6	94	1.09	182	30	70	0.28
113	6	94	2.57	148	6	94	1.44	183	7	93	0.35
114	10	90	1.89	149	8	92	1.98	184	4	96	0.37
115	50	10	0.30	150	7	93	0.47	185	5	95	4.32
116	90	10	0.24	151	90	10	0.39	186	6	94	0.34
117	85	15	0.04	152	90	10	0.50	187	10	90	0.38
118	90	10	0.28	153	85	15	0.19	188	55	45	0.61
119	75	5	0.11	154	95	5	0.20	189	90	10	0.27
120	90	10	0.10	155	92	8	0.18	190	85	15	0.17
121	94	6	0.32	156	82	18	0.34	191	90	10	0.78
122	60	40	0.26	157	95	5	0.17	192	85	15	0.56
123	5	95	2.06	158	95	5	0.17	193	80	20	0.19
124	2	98	3.01	159	11	89	0.72	194	19	81	0.31
125	2	98	2.46	160	9	91	1.07	195	12	88	0.74
126	5	95	1.72	161	5	95	0.84	196	13	87	2.00
127	95	5	0.54	162	65	35	0.29	197	3	97	0.95
128	95	5	0.42	163	90	10	0.11	198	17	83	1.04
129	88	12	0.44	164	90	10	0.16	199	11	89	0.71
130	65	35	0.17	165	90	10	0.22	200	6	94	0.28
131	95	5	0.13	166	90	10	0.21	201	80	20	0.22
132	90	10	0.07	167	85	15	0.13	202	80	20	0.92
133	95	5	0.29	168	85	15	0.13	203	70	30	0.14
134	75	25	1.68	169	85	15	0.15	204	85	15	0.28
135	5	95	1.23	170	90	10	0.20	205	15	85	0.49
136	6	94	1.82	171	10	90	0.54	206	16	84	0.54
137	6	94	1.39	172	3	97	0.48	207	6	94	0.44
138	40	60	0.51	173	2	98	0.54	208	9	91	0.25
139	80	20	0.07	174	4	96	0.53	209	7	93	0.34
140	85	15	0.17	175	95	5	0.46	210	3	97	0.34

(cont. tabla 7)

Htra.	Terr.	Bldg.	P205	Htra.	Terr.	Bldg.	P205	Htra.	Terr.	Bldg.	P205
211	18	82	0.30	234	15	85	0.41	44	26	74	0.37
212	52	48	0.25	235	7	93	0.46	53	93	7	0.38
213	75	35	0.25	236	15	85	0.44	74	5	95	5.39
214	80	20	0.37	237	36	64	0.42	75	5	95	8.54
215	80	20	0.41	238	75	25	0.46	76	1	99	5.84
216	70	30	0.28	239	90	10	0.39	77	2	98	8.27
217	40	60	0.26	240	85	15	0.63	78	5	95	5.37
218	7	93	0.31	241	85	15	0.58	79	1	99	3.87
219	6	94	0.29	242	85	15	0.51	83	3	97	4.21
220	55	45	1.22	243	21	79	-	84	2	98	7.28
221	60	40	1.84	244	41	59	0.98	85	5	95	8.75
222	85	15	0.34	MINAR IV				86	1	99	8.53
223	80	20	0.30	4	99	1	0.49	87	2	98	7.24
224	85	15	0.37	5	92	8	0.37	89	3	97	5.80
225	80	20	0.33	13	65	35	0.69	93	97	3	0.41
226	18	82	0.26	15	97	3	0.27	100	93	7	0.33
227	10	90	0.65	19	75	25	0.66	104	87	13	0.27
228	3	97	0.34	24	53	45	1.85	107	65	35	0.67
229	8	92	0.34	25	5	95	0.27	108	94	6	0.34
230	60	40	0.26	26	5	95	1.61	112	99	1	0.42
231	85	15	0.44	33	1	99	0.80	116	97	3	0.43
232	90	10	0.27	34	4	96	5.45	120	90	10	0.60
233	85	15	0.46	37	48	52	0.49	124	8	92	0.56

NOTA: La suma de terrigenos más bidgenos se hace igual al 100 %.
El % de P205 se refiere al total de la muestra.

TABLA B. Análisis granulométrico a cada 1/4 de phi (ϕ) en sedimentos del Banco Oaxaqueño y Banco Chiapaneco.

Muestra 34: Banco Oaxaqueño					Muestra 85: Banco Chiapaneco				
Phi	Peso (%)	Terr. (%)	Biog. (%)	P205 (%)	Phi	Peso (%)	Terr. (%)	Biog. (%)	P205 (%)
-2.75	0.88		100.00		-3.00	0.27		100.00	
-2.50	0.93		100.00		-2.75	0.10		100.00	
-2.25	3.96	5.00	95.00		-2.50	0.43		100.00	
-2.00	1.17		100.00	16.89	-2.25	0.36		100.00	
-1.75	3.99		100.00	19.67	-2.00	1.03		100.00	
-1.50	3.33		100.00	19.21	-1.75	0.33		100.00	
-1.25	2.79	2.00	98.00	17.10	-1.50	0.43		100.00	
-1.00	4.00		100.00	17.01	-1.25	0.45	2.00	98.00	
-0.75	2.29		100.00	15.17	-1.00	0.32		100.00	
-0.50	2.69	3.00	97.00	15.74	-0.75	0.28		100.00	
-0.25	2.05	4.00	96.00	15.27	-0.50	0.30	1.00	99.00	
0.00	1.81		100.00	14.73	-0.25	0.33		100.00	
0.25	1.93		100.00	14.70	0.00	0.38		100.00	
0.50	1.36	1.00	99.00	14.44	0.25	0.32		100.00	
0.75	1.89	3.00	97.00	12.62	0.50	0.27		100.00	
1.00	2.54	1.00	99.00	8.66	0.75	0.93		100.00	2.68
1.25	5.83	1.00	99.00	5.62	1.00	2.23	1.00	99.00	1.69
1.50	12.60	1.00	99.00	4.56	1.25	3.54	2.00	98.00	3.50
1.75	13.11	1.00	99.00	5.73	1.50	6.25		100.00	6.28
2.00	8.06		100.00	6.20	1.75	8.23		100.00	8.68
2.25	7.34	2.00	98.00	5.54	2.00	8.55	1.00	99.00	13.09
2.50	3.68	2.00	98.00	3.88	2.25	12.76	1.00	99.00	13.95
2.75	4.18	1.00	99.00	2.36	2.50	9.94	4.00	96.00	13.88
3.00	2.39	5.00	95.00	2.90	2.75	16.37		100.00	13.38
3.25	1.27	13.00	87.00	0.92	3.00	11.42	2.00	98.00	11.18
3.50	1.57	15.00	85.00	0.67	3.25	5.25	2.00	98.00	7.86
3.75	1.23	13.00	87.00	0.40	3.50	4.76	1.00	99.00	5.70
4.00	1.08	14.00	85.00	0.38	3.75	2.49		91.00	4.04
					4.00	1.47	4.00	96.00	2.51

TABLA 9. Concentraciones de oxígeno disuelto en muestras de agua
colectadas en la campaña MIMAR IV (tomada de Pérez-Cruz, 1989).

ESTACION NO.	TIPO DE MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	O ₂ ml/l	ESTACION NO.	TIPO DE MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	O ₂ ml/l	ESTACION NO.	TIPO DE MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	O ₂ ml/l														
65	Márcala	1	3.09	21	Márcala	1	4.23	51	Márcala	1	4.02														
		40	2.39			40	1.94			45	2.09														
		100	0.51			60	1.79			100	0.21														
		150	0.40			82	0.31			155	0.15														
		200	0.39							205	0.00														
67	Botella Niskin	155	0.21	27	Botella Niskin	205	0.25	54	Botella Niskin	95	0.28														
68	Botella Niskin	210	0.26	28	Botella Niskin	120	0.21	55	Botella Niskin	125	0.19														
11	Márcala	1	4.23	26	Márcala	1	4.30	56	Botella Niskin	104	0.00														
		40	2.09			40	0.26			40	1.58														
		64	1.46			100	0.09			60	0.61														
		84	0.70			130	0.30			80	0.27														
		104	0.39			160	0.13			92	0.32														
12	Márcala	5	4.70	29	Botella Niskin	170	0.13	62	Márcala	1	3.19														
		40	2.75			1	4.06			40	1.58														
		100	0.71			40	1.49			60	0.61														
		200	0.27			60	0.35			80	0.27														
		250	0.42			80	0.17			92	0.32														
		300	0.21			100	0.11			63	Botella Niskin	142	0.12												
16	Botella Niskin	95	0.43	44	Botella Niskin	250	0.09	64	Márcala			1	4.09												
		17	Botella Niskin			140	0.39					45	Botella Niskin	124	0.20	40	1.01								
						18	Botella Niskin							165	0.42	46	Botella Niskin	74	0.42	100	0.25				
														19	Márcala			1	4.30	47	Márcala	1	4.29	150	0.08
																		40	1.20			40	1.26	210	0.06
										100	0.47							40	0.47			69	Botella Niskin	130	0.19
150	0.29			75	0.29			70	Botella Niskin	94	0.20														
200	0.25	50	Botella Niskin	135	0.15					76	Márcala	1	4.26												
250	0.30			78	Botella Niskin	190	0.08					40	4.09												
20	Botella Niskin					125	0.29					79	Botella Niskin	190	0.08	100	0.14								
														79	Botella Niskin	190	0.08	150	0.11						
																79	Botella Niskin	190	0.08	202	0.09				
								79	Botella Niskin									190	0.08						
						79	Botella Niskin			190	0.08														
				79	Botella Niskin					190	0.08														

(cont. tabla 9)

ESTACION NO.	TIPO DE MUESTRO	PROFUNDIDAD (m)	σ_z m/l	ESTACION NO.	TIPO DE MUESTRO	PROFUNDIDAD (m)	σ_z m/l	ESTACION NO.	TIPO DE MUESTRO	PROFUNDIDAD (m)	σ_z m/l						
79	Hébrcala	1	4.02	99	Botella Niskin	197	0.21	117	Hébrcala	1	4.36						
		40	3.12			43	2.10										
		100	0.22			63	0.77										
		130	0.14			83	0.30										
		193	0.12			100	0.39										
80	Botella Niskin	132	0.13	102	Botella Niskin	130	0.35	118	Botella Niskin	107	0.41						
		81	Hébrcala			1	4.90			103	Hébrcala	1	4.09	119	Hébrcala	1	4.34
						40	2.65					40	2.39			47	1.42
						60	0.30					100	0.30			107	0.37
						80	0.32					130	0.23			137	0.33
124	0.04	210	0.25	207	0.30												
87	Botella Niskin	101	0.10	105	Botella Niskin	142	0.30	121	Hébrcala	1	3.06						
		90	0.00			106	Botella Niskin			200	0.29	40	2.25				
91	Botella Niskin	147	0.16	109	Hébrcala			1	4.00	122	Hébrcala	1	4.77				
		166	0.04			40	2.42	40	2.42								
		94	Hébrcala			1	3.76	60	0.95			100	0.39				
						40	2.97	80	0.30			130	0.31				
60	1.14	110	Botella Niskin	142	0.30	200	0.22										
80	0.32			302	0.30	302	0.31										
95	Botella Niskin	127	0.14	111	Hébrcala	1	3.75	123	Hébrcala	40	1.39						
		96	Hébrcala			1	4.04			40	1.43	100	0.30				
						40	2.90			100	0.12	200	0.30				
						100	0.47			200	0.11	300	0.23				
						130	0.27			202	0.30	300	0.32				
177	0.27	114	Botella Niskin	144	0.37	124	Hébrcala	1	3.20								
177	0.27			115	Botella Niskin			191	0.42	100	0.39						
97	Botella Niskin	73	0.39			200	0.47	200	0.30								
		98	Botella Niskin			107	0.26	300	0.30	400	0.31						

AGRADECIMIENTOS

De manera especial al Dr. Arturo Carranza Edwards, asesor durante toda la maestría y director de tesis, por sus valiosas sugerencias, consejos, opiniones y apoyos incondicionales en el desarrollo de este trabajo.

A la Dra. Ma. Luisa Machain Castillo, Dra. Leticia Rosales Hoz, Dr. J. Eduardo Aguayo Camargo y Dr. David A. Salas de León, por sus valiosas observaciones y comentarios durante la revisión de esta tesis.

A las autoridades del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología y de manera muy especial a toda la tripulación del B/O "El PUMA", que por sus esfuerzos e incondicionales apoyos se pudieron realizar de manera satisfactoria las campañas oceanográficas MIMAR.

De manera especial a la QFB. Susana Santiago y QFB. Ernesto Ruiz por todas las determinaciones químicas en sedimentos.

A el Sr. Gabriel de Jesús de la Dolorosa Sánchez y Lara, por su enorme apoyo en el tamizado de los sedimentos recolectados.

A la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la UNAM por haberme otorgado una beca durante el desarrollo de la maestría.

Al CONACyT por el apoyo prestado en la realización del proyecto " Investigaciones Geológicas y Químicas de Recursos Minerales Marinos Mexicanos " clave P221 CC0N 880148.

A la M. en C. Lilia L. Pérez Cruz por su valiosa información de datos faunísticos y determinaciones de oxígeno en el área de estudio.

A la Biol. Patricia Frias G., por las observaciones y fotografías tomadas con el microscopio electrónico de barrido.

A el Méd. César Merlo Camacho por su apoyo en las composiciones fotográficas.

A mis amigos Antonio, Vicente, Meche, Andy, Roberto, Anita, Leobardo, Eduardo, Pablo, Roberto, Lizy, Jorge, Consuelo, Rufino, Mary, Laura, Ella y demás eternas amistades, que de una u otra manera colaboraron e hicieron más grata la finalización del presente trabajo.