

9
2ej.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**CARTA METALOGENICA
DEL SURESTE DE MEXICO**

Contiene 1 Mapa.

TESIS PROFESIONAL

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO**

PRESENTAN:

**ANTONIO MORALES MIRELES
FRANCISCO RAMOS TRUJILLO**

MEXICO, D. F.

OCTUBRE 1992

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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

	Pag.
1. GENERALIDADES	
1.1 Introducción	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Antecedentes	2
1.4 Método de trabajo	4
2. GEOGRAFIA	
2.1 Localización	5
2.2 Vías de comunicación	5
2.3 Geomorfología	6
2.4 Hidrografía	7
2.5 Fisiografía	8
3. GEOLOGIA REGIONAL	
3.1 Estratigrafía	10
a) Complejo basal	10
b) Rocas Paleozoicas	12
c) Rocas Mesozoicas	14
d) Rocas Cenozoicas	18
4. ANALISIS TECTONICO	
4.1 Evolución tectónica	21
4.2 Geología estructural	30
4.2 Síntesis tectónica	38

5. METALOGENIA REGIONAL

5.1 Introducción	38
5.2 Relaciones tectono-magmáticas y metalogénesis	38
5.3 Configuración de zonas metálicas	39
5.3.1 Zona Polimetálica	40
5.3.2 Zona Ferrífero-cuprífera	42
5.3.3 Zona Cuprífera-Molibdeno	43
5.3.4 Zona Auro-cuprífera	44
5.3.5 Zona de índices Tl, Ni y Cr.	45
5.4 Tipo de yacimientos	45
a) Yacimientos Hidrotermales	45
b) Yacimientos Metasomáticos	46
c) Yacimientos Pórfidos Cupríferos	47
5.5 Manifestaciones de Azufre	48
a) Distribución	48
b) Origen y formación	48
5.6 Depósitos recientes	
5.6.1 Depósitos de Lateritas	49
a) Forma, estructura y Dimensiones	49
5.6.2 Anomalías geoquímicas en arenas de ríos y playas	50
5.6.3 Geotermia	54

6 EVOLUCION TECTONO-METALOGENETICA

6.1 Introducción	55
6.2 Evolución Paleozoica	56
6.2.1 Ambiente metalogénico	58

6.3 Evolución Mesozoica	60
6.3.1 Ambiente Metalogénico	62
6.4 Evolución Cenozoica	64
6.4.1 Ambiente metalogénico	66
6.5 Epocas metalogénicas	67
6.6 Mineralización	68

7. YACIMIENTOS MINERALES

7.1 Introducción	69
7.2 Descripción general de los yacimientos	
7.2.1 Yacimientos de hierro, Arriaga.	
a) Geología local	69
b) Yacimientos minerales	70
c) Mineralogía	70
d) Tonalaje y ley	71
e) Génesis	71
7.2.2 Yacimientos de Chicomuselo	
a) Geología regional y características estructurales	72
b) Desarrollo y distribución de la mineralización	73
c) Yacimientos minerales	
-Prospecto Lajero	74
-Nueva Morelia y Gritadero	75
-El Platanar	76
-Otras manifestaciones	76
7.2.3 Yacimientos de Solusuchapa	
a) Geología regional	77
b) Mineralogía	78
c) Génesis	79
d) Ley y tonalaje	79
7.2.4 Depósito de lateritas	
a) Desarrollo, forma y estructura de la mineralización	80
b) Yacimientos minerales	80
-Lateritas de Ostucan	80
-Lateritas de Tenejapan	81
c) Mineralogía	82
d) Génesis	83
e) Reservas y leyes	83

7.3 GEOLOGIA ECONOMICA-MINERA	
7.3.1 Introducción	86
7.3.2 Características geológicas-económicas	86
7.3.3 Aspectos económicos regionales	87
7.3.4 Desarrollo económico-minero	87
8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	88
BIBLIOGRAFIA	91
ANEXOS	96
-NOMENCLATURA METALOGENICA	
-TABLAS DE LOCALDADES MINERAS	

RESUMEN

El análisis detallado de 120 yacimientos y/o anomalías, permitieron estructurar las bases para un estudio a nivel metalogénico de la porción geográfica del sureste de México, es decir, los Estados de Chiapas, Tabasco, Campeche, Yucatán y Quintana Roo.

En esta región y particularmente en el Estado de Chiapas se delimitaron y definieron zonas donde la distribución geográfica y mineralógica es consecuencia de diversos factores tectónicos, magmáticos y sedimentarios, que en conjunto definen los parámetros propios para cada tipo de yacimiento metálico, o no metálicos presente en la región.

Asimismo, en esta zona se desarrollaron condiciones paleogeográficas favorables para el depósito de potentes secuencias sedimentarias de carácter marino y continental, fundamentalmente durante el Paleozoico. Posteriormente se generaron depósitos de tipo continental, de plataforma y cuenca transicional a lo largo del Mesozoico. Se registró también hacia el Este, el inicio de depósitos de carácter carbonatado en zonas de subsidencia.

El registro geológico del Terciario inicia con depósitos de tipo marino hacia el Golfo de México, en tanto que hacia el Sur los sedimentos son de tipo continental, mientras que en el Este continúan los depósitos de los carbonatos en una zona de subsidencia.

La historia tectónica del Sureste de México es compleja y se desarrolla en una dinámica e interacción de tres microplacas y eventos magmáticos de tipo calcoalcalino. Se reconocen para esta zona eventos tectónicos correlacionables en tiempo con las orogénias: Cascadiana, Apalachiana, Nevadiano, Prelaramídico, Laramídico, Chiapaneco y Cascadiano.

Los efectos neotectónicos en la actualidad son ampliamente reconocidos, dado sus manifestaciones volcanológicas y sísmicas.

A través de la información de carácter geológico-minero sistematizada, se reconoció la distribución por zonas de los yacimientos minerales de la región, los cuales son producto en su mayor parte de diversos emplazamientos de cuerpos intrusivos, mismos que se encuentran afectados por sistemas estructurales complejos.

Con respecto a la metalogénia para el Terciario Medio-Superior, se reconoce el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos, que afectan a las secuencias sedimentarias preexistentes, generando una mineralización de Fe, Cu, Ti por metasomatismo de contacto, asimismo, la actividad hidrotermal del Terciario produce concentraciones de minerales base asociados con metales preciosos (Pb, Zn, Cu, Au, Ag). La existencia de fallas transformes y paleotrincheras, permiten inferir la existencia de rocas del fondo oceánico, con un potencial contenidos de elementos ultrabásicos, como las que se reconocen en la región de Motozintla.

Por otro lado, la neoformación de yacimientos minerales está dada principalmente por las condiciones climatológicas que favorecen el intemperismo y erosión de rocas preexistentes, formándose con ello suelos lateríticos y depósitos de aluviales de "arenas negras".

1. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCION

Los métodos de exploración aplicados a través de los siglos en la búsqueda de nuevas concentraciones metálicas se toman en la actualidad anacrónicos y por lo tanto, altamente costosos.

Una de las alternativas que ofrece una mayor perspectiva en la actualidad, es la exploración enfocada a la investigación geológica-minera a nivel regional. Definiendo las condiciones geológicas y fisicoquímicas de los yacimientos conocidos, se determina la naturaleza de los fenómenos que influyeron directamente en la integración de las características actuales, e inferir de esta manera condiciones metalogénicas análogas en otras áreas afines.

La sistematización de la información en forma precisa, confiable y veraz, analizada a través de bases de datos, con carácter estadístico permitirá definir modelos conceptuales de procesos geológicos que conducen a la génesis de concentraciones metálicas.

Además permite inferir y evaluar los yacimientos minerales, desde el proceso de su ubicación de reservas hasta proponer técnicas de exploración racionales, viables a plantear nuevos problemas originados de la interpretación de los resultados.

1.2 OBJETIVOS

La presente Investigación tiene como objetivo central, analizar dentro de un contexto tectónico regional, la distribución de los yacimientos minerales presentes en la porción sureste de la República Mexicana, es decir en los Estados de Chiapas, Tabasco, Campeche, Quintana Roo y Yucatán.

Los temas principales a desarrollar son:

- 1.- Integración de una base de datos geo-referenciada de las principales zonas mineralizadas de la región.
- 2.- Descripción de los ambientes geológicos y los regímenes tectónicos bajo los cuales se han desarrollado y han evolucionado dichos depósitos.
- 3.- Descripción de las características físicas, químicas y geológicas de las regiones mineralizadas, para que con base en ellas se puedan definir franjas y provincias metalogénicas.
- 4.- Desarrollar modelos que expliquen la naturaleza, distribución y evolución de las franjas y provincias metalogénicas, asimismo proponer algunas localidades mineralizadas cuyos rasgos o metalotecciones calificativos se conozcan con mayor certeza, como yacimientos representativos de un proceso metalogénico particular.
- 5.- Estructurar una síntesis de la geología económica de la región, que contribuya al mejoramiento de la prospección minera.

1.3 ANTECEDENTES

El concepto de metalogénesis ha sido materia de controversia a partir de los trabajos realizados por el autor francés De Launay (1900), quien elaboró los primeros mapas de carácter metalogénico para algunas áreas de Europa (en Walker, 1976). De Launay introdujo los conceptos de "Epoca y Provincia Metalogénica" utilizados posteriormente por Spurr, 1923; Lindgren, 1940; y otros; en Park, 1976.

Con base en las observaciones hechas en materia de la tectónica de placas y la expansión de los fondos oceánicos, actualmente dichos conceptos han sido ampliados y explicados entre otros autores por Stoll (1965); Bilbín (1968); Guild (1968) y Cox (1973). Se han esclarecido, por ejemplo, las relaciones existentes entre la formación de los Cinturones Orogénicos, actividad magmática y la concentración de depósitos minerales, mediante modelos que describen una litósfera dinámica cuyas partes se encuentran en continuo movimiento relativo e interaccionado entre sí.

Los primeros estudios Metalogénicos regionales en México datan del año 1959, con estudios realizados por Burham. Basado en las franjas metalogénicas de la porción noroccidental de los Estados Unidos de América, Burham observó que dichas franjas se prolongaban hacia la parte norte de la República Mexicana, revelan analogía no sólo en extensión y orientación, sino también en características morfoTECTÓNICAS. Desafortunadamente dicho trabajo quedó inédito en México.

Posteriormente, (Alvarez, 1981) en su investigación sobre la "Tectónica Profunda de México" propuso los mecanismos que controlan la evolución de ciclos magmáticos así como de los procesos asociados a ellos, sustentando por primera vez la idea de épocas metalogénicas.

En la década de los setentas, con la elaboración de Cartas Mineras Estatales, realizadas por el entonces Consejo de Recursos Naturales No Renovables, dieron inicio en México los estudios metalogénéticos formales.

Estas cartas sustentan las bases para la integración de la primera Carta Metalogénica de México a escala 1: 2'000,000 y que sería publicada por el Consejo de Recursos Minerales en 1975. La nomenclatura empleada fue la sugerida por el Subcomité de Norteamérica para la elaboración de la Carta Metalogénica del Mundo, los autores llegaron a la conclusión de que las Provincias Metalogénicas de México están en función de las Provincias Fisigráficas ya conocidas, propuestas por Raiz desde 1959.

En el año de 1978, Damon y Montesinos realizan un estudio metalogénico del Estado de Chiapas. Encontraron que se trata de una zona crítica con respecto a la Tectónica de Placas, estos autores proponen la presencia de una junta triple, localizada al sureste del poblado de Motozintla donde convergen las placas: Norteamericana, de Cocos y Caribeña; esto lo evidencian con base en el comportamiento sísmico de dicha región.

Asimismo definen que las principales manifestaciones de yacimientos metálicos están relacionadas genéticamente con la subducción de la Placa de Cocos con la Placa Norteamericana. Para ello definen dos series de procesos magmáticos; el primero corresponde al Mioceno Medio-Tardío, el cual intrusó a un antiguo terreno batolítico "Macizo Chiapaneco". Una segunda serie corresponde a la edad Pleistocénica en la cual los autores concluyen que estos procesos están claramente asociados con un cinturón de estratovolcanes de carácter calcoalcalino de andesítico a dacítico; incluyen al Campo Unión (Volcán Chichón) a dicho cinturón, finalmente lo proponen como un arco volcánico que denominan "Arco Volcánico Chiapaneco Moderno".

Hacia el año de 1974, Smith realiza un estudio de carácter metalogénico en la región de la porción norte de México. Guía su criterio a través de la ramificación de un sistema montañoso de tipo cordillerano, concluye que dicha región se puede dividir en tres zonas metalogénicas; para llegar a esto también se basa en el desarrollo a nivel tectónico de la zona.

En el año de 1977, Delgado genera un interesante ensayo aplicando para México un modelo Andino. Así, agrupa los yacimientos de fierro, oro, cobre, plomo, zinc y estaño en dos franjas.

Hacia 1981, Damon, Shafiqullah y Clark en coordinación con la Dirección del Consejo de Recursos Minerales, presentan un mapa de las Provincias Metalogénicas de la República Mexicana a escala 1: 5'000,000 en el cual concluyen que las rocas, asociadas y las tendencias de la mineralización observadas se originaron por efecto de la migración de arcos magmáticos. Esta migración se suscita por los cambios en la Interacción entre las placas tectónicas, durante el Intervalo Cretácico-Terciario Tardío; de la misma manera las asociaciones metálicas y los tipos de yacimientos se relacionan con fases magmáticas distintas, constituyendo franjas paralelas a la zona de subducción.

Durante el transcurso del año de 1982, Terrones lleva a cabo una evaluación económica de las Provincias Metalogénicas de la América Latina, realizada con base a información resumida sobre el conocimiento actual a que se ha llegado acerca de la distribución, potencialidad de recursos minerales, producción minero-metalúrgica actual, y estado regional de desarrollo. Este autor logra establecer algunas perspectivas de lo que se vislumbra será el futuro desarrollo Minero-Metalúrgico de los países integrantes de la América Latina.

Campa y Coney en el año de 1982 determinan la existencia de la relación del basamento en el control de la distribución de los yacimientos minerales, esto lo sustentan con base en la superposición que efectuaron con la Carta Metalogénica de la República Mexicana elaborada por Salas, 1975 y el mapa de terrenos estratotectónicos diseñado por dichos autores.

En el año de 1985, González realiza un estudio de carácter metalogénico en el área Centro-Occidental de México; analiza 700 zonas mineras en una área de 233,000Km². Establece eventos secuenciales caracterizados por fenómenos de acreción, plegamiento y metamorfismo regional, que se manifiestan en el Jurásico Superior, así como de una intensa actividad volcánica en el intervalo Cretácico Superior-Terciario Superior y que genera la formación de cinturones metálicos, los cuales se ubican con una dirección preferencialmente paralela a las costas del Pacífico.

Diversos estudios realizados a otras escalas de observación son las Investigaciones metalogénico realizadas por Clark y colaboradores en los Estados de Durango (1977), Sinaloa (1978) y la Provincia de la Sierra Madre del Sur (1978). Así como de los Mapas Metalogénicos de los Estados de Sonora (Echeverría, 1976; Pérez-Segura, 1984), Durango (Carrasco, 1980), Baja California Norte y Sur (Menchaca, 1986), Sinaloa (Gutiérrez, 1986), Oaxaca (Schulze, 1988), Porción Suroccidental de la República Mexicana (González y Torres, 1988), Zacatecas (Vázquez, 1990), Noroeste de México (Cruz, 1991), Puebla y Tlaxcala, González, 1992), así como de varios más en proceso.

1.4 METODO DE TRABAJO

La técnica del trabajo para llevar a cabo el análisis metalogénico de la porción sureste de México comprende las siguientes etapas:

- 1.- Recopilación bibliográfica de las investigaciones de carácter geológico-minero de la región, considerando los factores metalogénicos más sobresalientes que describen un yacimiento.
- 2.- Exploración geológica de los yacimientos minerales más importantes del área, con el fin de verificar sus características así como de la obtención de muestras de roca para su posterior estudio petrográfico.
- 3.- Sistematización de la información mediante su codificación, con base a lo establecido en el proyecto Circun-Pacífico (Geological Survey, 1990) para el cuadrante sureste con las condiciones geológicas de México y en especial a las de la zona estudiada.
- 4.- Elaboración de un plano geológico base a escala 1:1'000,000 en donde se vació toda la información de carácter metalogénico.
- 5.- Configuración, interpretación y definición de Franjas y Provincias Metalogénicas, así como de la determinación de su evolución tectónica con el apoyo de sistemas de computo rigidos por parámetros metalogénicos.
- 6.- Realización escrita de la presente investigación.

2. GEOGRAFIA

2.1 LOCALIZACION

El área de estudio se localiza en la porción Sureste de la República Mexicana, comprende una superficie de aproximadamente 244,200 Km². Lo que representa el 12.47% del territorio nacional y un 0.18% a nivel mundial.

Dicha área se encuentra limitada por las coordenadas geográficas siguientes:

15° 00' a 21° 45' Latitud Norte

94° 05' a 86° 30' Longitud Oeste

Su límite norte hace frontera con el Golfo de México, al este con la República de Belice y el Mar Caribe, al sur con la República de Guatemala y el Océano Pacífico, al oeste con los Estados de Oaxaca y Veracruz (Fig.1).

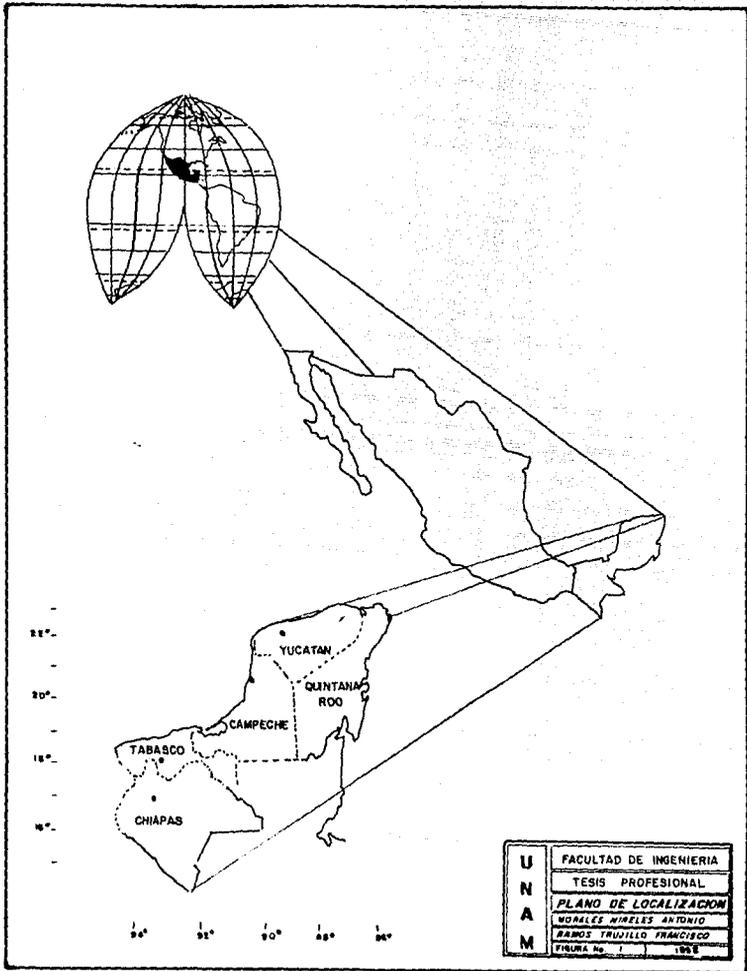
2.2 VIAS DE COMUNICACION

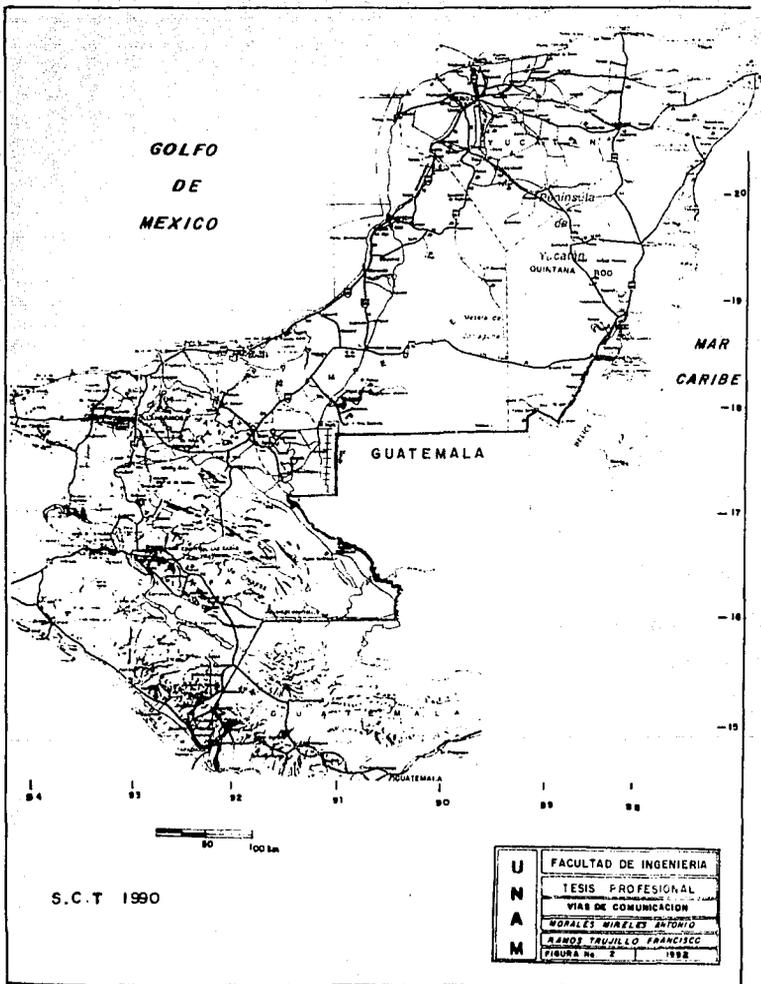
Carreteras, Aeropuertos, Ferrocarriles y Puertos Marítimos estructuran el sistema de vías de comunicación dentro del área de estudio (Fig. 2).

La red de caminos terrestres la constituyen carreteras federales, estatales y terracerías; dentro de las carreteras destacan principalmente la No. 190: México-Oaxaca-Tuxtla Gutiérrez-San Cristóbal-Comitán y Cd. Cuauhtémoc. La No. 180: Poza Rica-Villa Hermosa-Cd. del Carmen-Campeche-Mérida y Puerto Juárez. La No. 195: Tuxtla Gutiérrez-Villa Hermosa. La No. 200: Arriaga-Tapachula. La No. 186: Villa Hermosa-Chetumal. La No. 261: Mérida-Puerto Progreso. La No. 295: Carrillo Puerto-Valladolid. La No. 307: Chetumal-Cancún. La No. 261: Celestun- Mérida. Las carreteras estatales están conformadas por las siguientes: La No. 296: Valladolid-Tizimin-Río Lagartos. La No. 176: Mérida-Motul-Tizimin. La No. 172: Motul-Puerto Teichac y la No. 4: Mérida-Puerto Progreso. Asimismo dichas vías terrestres se complementan con una nutrida cantidad de terracerías, brechas y veredas que comunican a la gran mayoría de las poblaciones. Esta área cuenta además con comunicaciones ferroviarias en cuyo trayecto une a las principales ciudades, como son; México-Coatzacoalcos-Teapa-Campeche-Mérida-Puerto Progreso-Quintana Roo-Tizimin y México-Oaxaca-Juchitán-Arriaga-Tapachula.

La navegación aérea del área está vinculada a la red nacional e internacional a través de los aeropuertos internacionales localizados en Chetumal, Cozumel, Cancún, Mérida, Villa Hermosa, Cd. del Carmen y Tuxtla Gutiérrez.

Los Puertos aéreos de carácter local se ubican en las ciudades de Tapachula y Campeche; estos ofrecen vuelos regulares al Interior del país. Asimismo, se cuenta con numerosas aerolíneas, aeródromos y helipuertos los cuales permanecen en constante comunicación.





2.3 GEOMORFOLOGIA

Con respecto al Estado de Chiapas dicha región forma parte de las cadenas frontales septentrionales de la provincia conocida como Sierra Madre de Chiapas, la cual constituye el límite austral de la Llanura Costera del Golfo de México y se caracteriza por una serie de elevaciones paralelas, cuya orientación preferencial es NW-SE.

Dicha región se puede dividir en dos porciones. La primera que abarca la parte central y oriental. En términos generales corresponde a una zona abrupta, cuyo relieve está en función directa de su litología, así como por las estructuras geológicas predominantes; las areniscas, conglomerado y caliza que afloran conforman elevaciones de flancos escarpados con alturas que no exceden los 600 msnm. También se presentan terrenos poco accidentados y donde por lo general, sólo afloran hacia la parte más occidental formaciones del Cretácico y Jurásico. A grandes rasgos la configuración del relieve es abrupta y se caracteriza por una fisiografía reciente.

En el Estado de Tabasco la geomorfología se caracteriza por relieves suave, cuyas altitudes son menores a los 100 msnm., como ocurre en la Llanura Costera del Golfo en su porción Sur, formando extensas planicies de inundación y lagunas. Hacia el sur se definen elevaciones con altitudes que oscilan entre 200 y 2,000 msnm., hacia el Estado limítrofe de Chiapas.

Por su parte, la superficie del Estado de Campeche es sensiblemente plana en la parte ístmica, sus pendientes son menores a 0.3%, presentan pequeñas cadenas montañosas con orientaciones preferenciales N-S en los límites con el Estado de Yucatán y cuyas altitudes oscilan entre los 200 msnm. no así con los límites de Quintana Roo donde las alturas son del orden de los 300 msnm.; desde ahí se bifurcan dos pendientes una hacia el Río Champotón y otra hacia la vertiente de la Laguna de Términos.

El Estado de Campeche generalmente no presenta deformaciones, causadas por fenómenos tectónicos; sin embargo existe en la porción sureste el llamado Domo Zoh-Laguna. Dicha estructura se encuentra delimitada por fallamiento de tipo normal en donde se ha generado un paisaje cástico cuyas estructuras principales son los denominados poljes (Comunicación personal García P., CIA. MORO, S.A.).

La Plataforma de Yucatán está comprendida políticamente por los Estados de Yucatán, Campeche y Quintana Roo. El primero de ellos se caracteriza por sus relieves casi planos, cuyas altitudes son menores a los 100 msnm, estos relieves se observan en la planicie este y oeste, están constituidos por pantanos y marismas así como por una cadena montañosa, representada por la Sierra de Ticul, con elevaciones medias del orden de los 300 msnm.

Por lo que toca al Estado de Quintana Roo, éste se puede dividir en 4 unidades:

- Superficies completamente planas, generadas por la Formación Bacalá y zonas extensas intermedias más bajas, localmente denominadas "Bajos", constituidas por arcillas calcáreas residuales.
- Cadena de cerros de dimensiones pequeñas de formas subredondeadas, conformadas litológicamente por las Formaciones Cerro del Pavo y Estero Franco, y que en la margen izquierda del Río Hondo dan lugar a la presencia de fuertes pendientes, ocasionalmente con acantilados y dolinas que por lo general siguen al comportamiento estructural del Río Hondo.
- Formas escarpadas extensas, planas en su porción superficial con una inclinación fuerte predominante hacia el oeste, en zonas delimitadas por fallas, que corresponden litológicamente a la Formación Icaiche.
- Zonas de pequeñas elevaciones conformadas por suaves pliegues de la Formación Ixpujil. Las estructuras antes mencionadas, siguen un comportamiento paralelo este-oeste.

2.4 HIDROGRAFIA

El drenaje de la zona de estudio está configurado por sistemas hidrológicos muy particulares, debido a la conformación geológica y topográfica de cada uno de los Estados de la zona sureste de la República Mexicana.

En el Estado de Quintana Roo la circulación de sus aguas es primordialmente de carácter subterráneo y no existen prácticamente corrientes superficiales, excepto por los Ríos Azul y Hondo, así como por pequeñas corrientes que se les conoce con los nombres de San Ramón, Arroyo Sabido y el Arroyo de Chan. El Estado cuenta con 44 lagunas entre las principales se encuentran: La Laguna de Bacalá, Chichancanab y Cobá.

Asimismo el Estado de Yucatán cuenta únicamente con un sistema hidrológico de aguas subterráneas, estos oscilan entre los 80 y 120m para las zonas topográficas más altas, mientras que para las zonas topográficas más bajas es del orden de los 3 a 6m. Es de hacer mención que los perfiles de las costas están circundados por pantanos y marismas, dichas características hacen denotar en el estado una topografía eminentemente cárstica, dando lugar a la presencia de abundantes dolinas (cenotes).

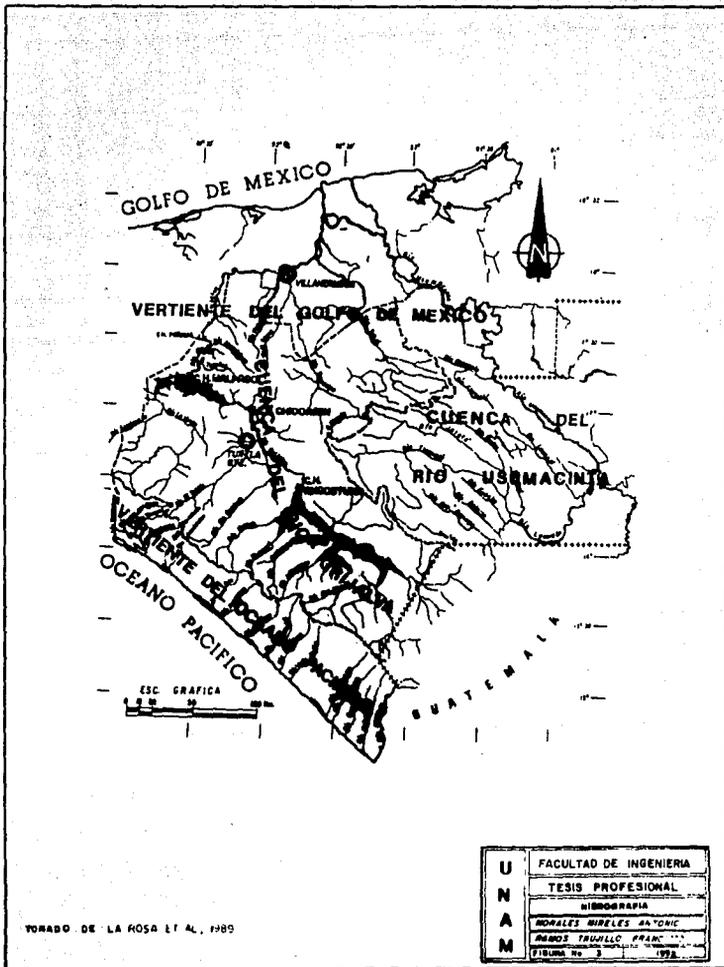
Por su parte el Estado de Campeche cuenta con un litoral cuya longitud aproximada es del orden de los 532 Km, donde se alojan más de 156,000 hectáreas de lagunas costeras, de aguas saladas (albuferas) siendo la Laguna de Términos la más importante. La zona litoral de dicho Estado pertenece a la cuenca hidrológica Grijalva-Usumacinta conformada por las aguas de los Ríos Candelaria, Palizada, San Pedro, Champotón, Chumpán y Mamantel (Fig. 3).

El Estado de Tabasco conjuntamente con la región norte del Estado de Chiapas, conforman a nivel nacional la red hidrológica más compleja y donde se registran las mayores precipitaciones pluviales del país; estas se han cuantificado con un escurrimiento medio anual del orden de los 108,379 m³, con ello aporta el 30.36% de los recursos hidrológicos de México. En la zona conocida como la Llanura Costera de Tabasco la circulación de sus aguas es primordialmente de carácter superficial, cuenta con una red saturada de escurrimientos, llanuras deltáicas, sistemas lagunares, esteros y marismas a todo lo largo de dicha llanura, con una extensión de más de 160 Km. Los ríos más importantes son: El Grijalva, Mezcalapa, Usumacinta, Tonalá, San Pedro y San Pablo los cuales son parte de la cuenca Grijalva-Usumacinta, éstos se caracterizan por un drenaje de tipo dendrítico, paralelo, anastomático y radial centrípeto.

En el Estado de Chiapas se complementa la Cuenca hidrológica del Grijalva-Usumacinta con el río Mezcalapa que nace en la vertiente del Macizo de Chiapas en su porción noreste, que está integrada por una gran cantidad de tributarios que se abastecen principalmente del río Grande de Chiapas y aguas provenientes de la presa Netzahualcóyotl, para posteriormente desembocar en el Golfo de México. El río Grijalva en esta zona tiene como afluente al río Tuliá que a su vez se abastece a todo lo largo de tributarios provenientes de la región norte del Estado de Chiapas y sur de Tabasco, hasta desembocar en el Golfo de México.

El río Usumacinta nace en los límites de México y la República de Guatemala, a todo lo largo de su trayectoria se nutre de una gran cantidad de afluentes en donde su tributario principal es el río Grande de Comitán. Posteriormente el Usumacinta cruza al Estado de Tabasco y desemboca en el Golfo de México.

Llama la atención que mientras los grandes ríos se encuentran gobernados por los rasgos estructurales, las ramificaciones y corrientes tributarias tienen un control topográfico.



TORADO DE LA ROSA LT AL. 1989

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	HIDROGRAFIA
	MORALES MIRELES SA "ONIC"
	RAMOS TRUJILLO FRANC
	FIGURA No 3 1989

2.5 FISIOGRAFIA

Con base en la clasificación de las Provincias Fislográficas de la República Mexicana, definidas por Raíz (1959 y 1964), el área de estudio queda enmarcada entre las Provincias Fislográficas siguientes (Fig. 4).

-Planicie Costera del Golfo:

El área de estudio cubre la parte norte del Estado de Tabasco y la porción suroeste de Campeche, su frontera límite norte es con el Eje Neovolcánico y el Golfo de México, al sur con la Provincia de Sierras Plegadas del norte de Chiapas y al este con la Provincia de la Plataforma de Yucatán.

Esta provincia se caracteriza por el predominio de las tierras bajas y pantanosas, con algunos lomeríos y cauces temporales, albardones naturales, meandros abandonados y lagunas de poca profundidad; rasgos característicos que denotan una llanura de inundación en su etapa senil. Afloran rocas principalmente de edad Terciaria a Reciente, constituidas por arenas de grano grueso a fino interestratificadas con arcillas de origen marino, aluvial y lacustre. En la planicie las estructuras del subsuelo más características son los domos salinos.

-Tierras Altas de Chiapas y Guatemala:

Enmarca a los Estados de Oaxaca, Veracruz, Tabasco y casi la totalidad del Estado de Chiapas, limita al norte con las Provincias de la Planicie Costera del Golfo y la de Yucatán; al oeste con la Provincia de la Sierra Madre del Sur; internándose al sur en la República de Guatemala. Está conformada por las subprovincias siguientes: La Planicie Costera del Pacífico, La Sierra de Chiapas, La Depresión Central, Los Altos (Meseta de Chiapas) y las Sierras Plegadas del Norte.

-Subprovincia de la Planicie Costera de Chiapas:

Es una franja angosta de 10 a 25 km de ancho, paralela a las costas del Océano Pacífico, con una dirección NW-SE, limitada al norte y noreste por la Sierra de Chiapas, al oeste con la Subprovincia de la Mesa de Oaxaca y al sureste con la República de Guatemala, hacia donde se prolonga la planicie.

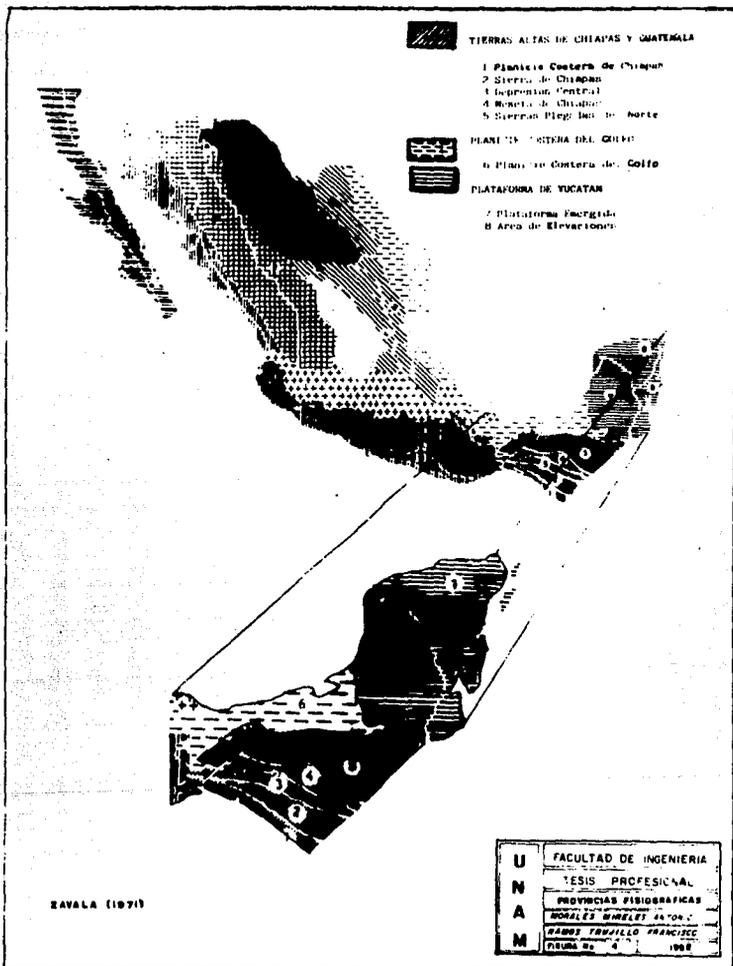
Litológicamente están conformada por depósitos Cuaternarios de origen litoral, aluvial y eólico, constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas. Hacia el noreste de la planicie se observaron afloramientos de origen volcánico de composición andesítica y basáltica de edad Cenozoica (Zavala, 1976).

-Subprovincia de la Sierra de Chiapas:

Se localiza al noreste de la Planicie Costera del Pacífico y se denota como una gran estructura que se levanta abruptamente con respecto a las tierras bajas, con una orientación NW-SE; en esta Sierra son importantes las estructuras volcánicas del Tacaná, Tajumulco, Zortheilutz, Huitepec, Navenchac, Venustiano Carranza y el Campo de la Unión (Chichón), los cuales por su configuración constituyen un arco volcánico moderno, de edad plio-plistocénica; sin embargo no forman parte de dicha estructura. A esta Sierra se le denomina "Macizo Granítico-Metamórfico de Chiapas", y está conformada por granitos, dioritas, cuarzomonzonitas, adamellititas y tonalitas, así como por rocas metamórficas de las cuales resaltan, gneiss de biotita, esquistos y cuarcitas (PEMEX, IMP, y CRM). Se les determinó una edad del Pensilvánico Superior y es una de las estructuras tectónicas más importantes de la región.

-Subprovincia de la Depresión Central:

Franja de terreno prácticamente plana que se extiende hacia el NW, desde la frontera con la República de Guatemala, y termina cerca de los límites con el Estado de Oaxaca. La depresión corresponde a un



TIERRAS ALTAS DE CHIAPAS Y QUETZALÁ

- 1 Planicie Costera de Chiquimul
- 2 Sierra de Chiapan
- 3 Sierrras Centrales
- 4 Sierras de Chiapas
- 5 Sierrras Plegadas del Norte

PLANICIE COSTERA DEL GOLFO

- 6 Planicie Costera del Golfo

PLATAFORMA DE YUCATAN

- 7 Plataforma Emergida
- 8 Area de Elevaciones

SAVALA (1971)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	PROVINCIAS FISIOGRAFICAS
	DISEÑADO POR
	DANIEL TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA No. 4 1968

sinclinal donde afloran rocas Cretácicas y Cenozoicas con alturas que varían desde los 500 msnm. En el límite con Guatemala hacia el norte del Estado de Chiapas descienden gradualmente, hasta alcanzar los 400 msnm. en el poblado de Chiapa de Corzo que se localiza en el límite oriental del valle.

-Subprovincia de los Altos (Meseta de Chiapas):

Se conforma por una amplia meseta, limitada al norte por las Sierras Plegadas y al sur por la Depresión Central. Está constituida por rocas cretácicas; lutitas, limolitas y areniscas, así como por rocas volcánicas cenozoicas; lavas y tobas ambas de composición tanto andesítica como basáltica; se complementan con terrazas cuaternarias, constituidas litológicamente por conglomerados, tobas y arenas. Se tiene un aflamiento y fracturamiento con una dirección preferencial NW-SE, que corresponde con la dirección de las estructuras en general (De Cserna, 1961).

-Subprovincia de las Sierras Plegadas del Norte:

Límite al norte con la Planicie Costera del Golfo y la Provincia de Yucatán, formada por sierras fuertemente deformadas y apretadas, cuyos pliegues se van suavizando hacia el noreste y desciende bruscamente hacia la Planicie Costera; a lo largo de esta Subprovincia se denotan valles estrechos y alargados (Raiz, 1959); su porción oriental está constituida por rocas mesozoicas: calizas, lutitas, limolitas y areniscas.

En la parte occidental afloran principalmente rocas del Terciario: lutitas, areniscas y conglomerados (I.G., UNAM, 1976). Las grandes estructuras que las conforman presentan lineamientos con una dirección preferencial NW-SE (De Cserna, 1961).

-Plataforma de Yucatán:

Dicha península es una plataforma parcialmente emergida, constituida por rocas que litológicamente corresponden a calizas y evaporitas, las cuales comprenden edades desde el Cretácico Tardío hasta el Reciente. De acuerdo con varios autores la Península de Yucatán se divide en dos regiones fisiográficas (Ávarez, 1958; Butlerlin y Bonet, 1960, e Isphording, 1975). Una Plataforma Emergida y una Submarina; la primera a su vez se divide en dos Subprovincias según sus rasgos topográficos: en zonas de Planicies y Elevaciones (Fig. 4a).

La Plataforma Emergida se presenta como una unidad masiva de calizas y evaporitas cuya estratificación es preferencialmente horizontal. Esta plataforma se divide en Zona de Planicies cuya extensa área se inicia al sur y suroeste de la Sierra de Ticul y es limitada al sur por las Montañas Maya localizadas en la República de Guatemala. Su límite este y oeste lo constituyen el Mar Caribe y el Golfo de México respectivamente. Se caracteriza por tratarse de un terreno plano en partes ligeramente rugoso y ondulado, según sea la roca aflorante y cuyas orientaciones son aleatorias, asimismo se presenta con excepción algunos lomeríos en la parte sur y sureste de Quintana Roo, conformando pequeñas cadenas cuya orientación preferencial es norte-sur.

Por otra parte la zona de elevaciones contrasta con la planicie por presentar estructuras topográficas elevadas como la sierra de Ticul, y lomeríos cuya altura varía de 50 a 100m con respecto a la planicie, su longitud aproximada es del orden de los 110 Km.

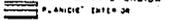
La somera y amplia Plataforma Submarina, conocida como Banco Calcáreo (Yucatán-Campeche), es la porción de la Plataforma de Yucatán que está constituida por carbonatos masivos; dicha plataforma se caracteriza por una suave pendiente cuya inclinación preferencial es de sur a norte. Se encuentra limitada en sus tres lados por pendientes continentales escalonadas que caen abruptamente hacia las profundidades del Golfo de México. Está conformada principalmente por arrecifes de coral, así como de estructuras de terrazas sumergidas que denotan antiguas líneas de costa (Logan, 1977).

PROVINCIAS FISIOGRAFICAS

PLATAFORMA SUMERGIDA



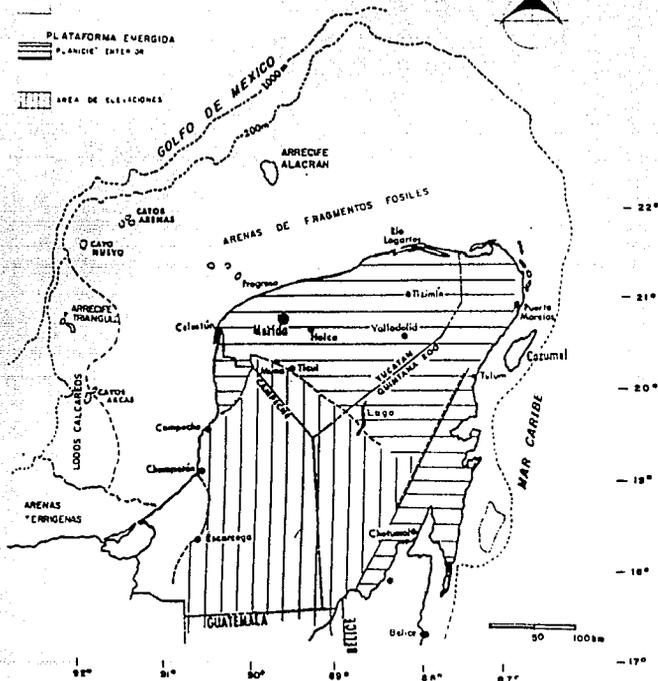
PLATAFORMA EMERGIDA



P. ANCIOS ESTEROR



AREA DE ELEVACIONES



PEMEX (1987)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	PROVINCIAS FISIOGRAFICAS
	MORALES MORALES ANTONIO
	RAMOS TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA No. 48 1982

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 ESTRATIGRAFIA

A) Rocas del Complejo Basal

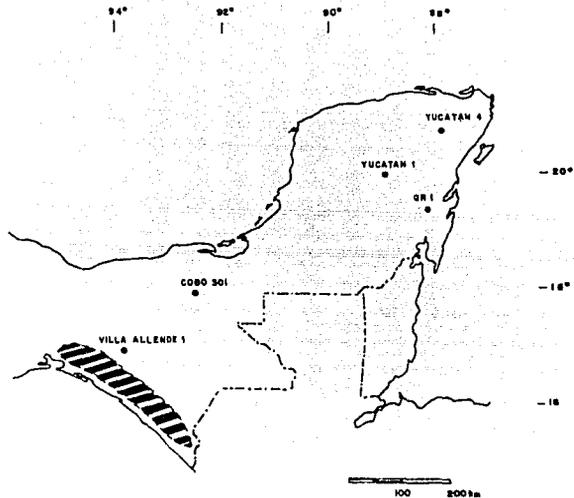
Con el nombre de Complejo Basal Igneo-Metamórfico se designa al grupo de rocas cristalinas y metamórficas que conforman el núcleo del Estado de Chiapas. A dicho basamento le sobreyace una potente secuencia sedimentaria de edad Paleozoica-Mesozoica. El basamento fue intrusionado por un batolito de composición granítica, al cual se le denomina Macizo Granítico-Metamórfico de Chiapas. Algunos autores lo consideran como parte del basamento, constituyendo en conjunto el amazón de la Sierra Madre Chiapaneca.

El macizo Granítico-Metamórfico aflora en una franja paralela a las costas del Océano Pacífico (Fig. 5), con orientación NW-SE, una longitud del orden de los 320Km y aproximadamente 40Km de ancho; presenta alturas de más de 2,500 msnm., siendo su promedio alrededor de los 2,000 msnm. (López-Ramos, 1979). Hacia la República de Guatemala la sierra presenta un arqueamiento hacia el este y que alcanza la porción central y nororiental donde es cortado por el sistema de Fallas Cuicilo-Chicoy-Polochic. Por otra parte, su límite oeste se localiza en el Istmo de Tehuantepec, donde se hunde periclinalmente reapareciendo al poniente de una depresión donde toma el nombre de Batolito de la Mxtequilla (Damon, en Salas, 1975; Carfantán, 1977). Hacia la República de Guatemala pasa a formar parte de la unidad fisiográfica denominada Cordillera Centroamericana donde los granitos ya no predominan, si no que aparecen esquistos y gneises así como de un complejo volcánico-plutónico epimetamórfico (facies esquistos verde) antiguo como alterado (López-Ramos, 1969 y Carfantán, 1977).

Con base en estudios geocronológicos efectuados por PEMEX, CRM, e IMP, a dicho basamento se le han determinado edades que varían desde el Precámbrico Tardío hasta el Mioceno Tardío, lo que hace patente una actividad continua en dicho intervalo de tiempo geológico, manifestándose con emplazamientos en diferentes períodos, de tipo granítico principalmente. Así por ejemplo, estudios por Rb/Sr (Damon, 1981) confirman una edad para el batolito del Pérmico Tardío, donde se concluye que dicho batolito se levantó no mucho después de su emplazamiento. Al respecto, se han observado en el campo conglomerados cuyos fragmentos son de rocas graníticas, en la parte inferior de la Formación Todos Santos, esto es en la ladera septentrional de la Sierra Madre de Chiapas; también lo reportan Castro-Mora y Colaboradores, (1975).

Coincidiendo con Damon, Carfantán (1983) interpreta que el emplazamiento del batolito debió efectuarse hacia el Pérmico Tardío, como efecto del paroxismo tectónico Apalachiano, ya que observó en el área de Motozintla que los sedimentos paleozoicos están representados por remanentes de pizarras negras de edad Misisípica en zonas muy tectonizadas, así como de la presencia de una fuerte discordancia angular entre los sedimentos del Paleozoico Superior y los terrígenos de la Formación Todos Santos; infiere además que dicha intrusión es contemporánea a los intrusivos que cortan los sedimentos paleozoicos (Pensilvánico-Pérmico Superior) que se localizan en las Montañas Mayas (Bateson, 1972 en Carfantán, 1977) en la República de Belice; se puede deducir por lo tanto que estos relieves pudieron ser los límites de los mares paleozoicos.

La composición petrográfica del Complejo Basal está integrado por rocas tales como augengneis, gneis de anfibolita y biotita, mica esquistos de moscovita o de biotita (De Cserna, 1971) y cuarcitas. Como rocas de origen magmático se tienen: granitos, granodioritas, dioritas, cuarzomonzonitas, adamellitas, tonalitas (PEMEX, IMP, y CRM). En el área de Motozintla aflora un granito de color rosado de grano medio a grueso, formado por ortoclasa y oligoclasa; dicho granito está cortado por numerosos diques de composición andesítica (Carfantán, 1978).



LOCALIDAD Y POZOS EN DONDE SE HA CORTADO EL COMPLEJO BASAL

PEMEX 1987

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	COMPLEJO BASAL
	MORALES NIRELES ANTONIO
	RAMOS YRUILO FRANCISCO
	FIGURA No. 5 1982

En las cercanías del poblado de Nueva Independencia afloran granodioritas y dioritas; al noroeste de Jaltenango de la Paz afloran granitos calcoalcalinos y calcoalcalinos de moscovita, estos presentan formas masivas surcadas por diques aplíticos de color blanco (Charleston y Colaboradores, 1984). Estos son prácticamente los únicos granitos con dos tipos de micas existentes en México.

En el área de estudio el basamento ha sido alcanzado por cinco pozos exploratorios de PEMEX (1985), cuatro de ellos en la Plataforma de Yucatán y uno en la localidad de Villa Aliende como se observa en la Fig. 5.

-Pozo Yucatán No. 1:

Perforación a una profundidad de 3,200m, corta al basamento conformado por esquistos que alojan cuerpos de roca riolíticos. Se le determinó una edad radiométrica por el método de Rb/Sr de 410 m.a. (Silúrico) y un posible evento metamórfico de 330 m.a. (Misisípico).

-Pozo Yucatán No. 4:

Perforación que cortó por debajo de la Formación Todos Santos, ocho metros de una roca que litológicamente fue clasificada como cuarcita, de color gris claro, muy dura, compacta y cuya edad no fue determinada.

-Pozo Cobo No. 301:

Localizado en el borde occidental de la Plataforma de Yucatán, alcanzó una profundidad de 5,620m. Cortó un granito de biotita cuya edad radiométrica por el método de Rb/Sr, fue de 312 + 25 m.a. (Pensilvánico).

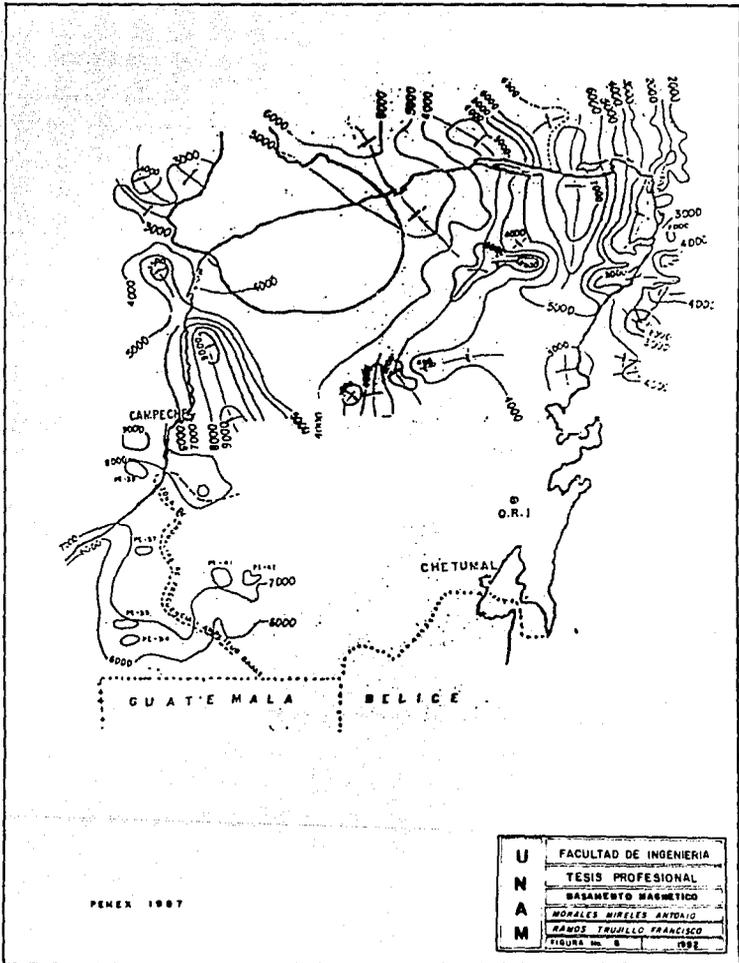
-Pozo Quintana Roo No. 1:

Esta perforación se localiza al norte de la Ciudad de Chetumal y corta a una profundidad de 2,375m una roca que litológicamente fue clasificada como granodiorita; presenta una estructura masiva y de textura porfídica de grano grueso, su edad no fué reportada.

-Pozo Villa Aliende No. 1:

Después de atravesar un paquete de sal, corta a una profundidad de 1,382m una roca que litológicamente fue clasificada como esquistos de cuarzo-sericita, la cual aportó una edad radiométrica por el método de Rb/Sr de 317 m.a. (Carbonífero Tardío). Asimismo en la porción sur de la Plataforma de Yucatán se han obtenido los siguientes datos: Pozo Basil Jones-1, a una profundidad de 1,190m se cortaron esquistos. En el Pozo Tower Hill No. 1, a una profundidad de 2,140m se cortó un granito. Como se puede observar se sabe de la existencia de rocas que litológicamente corresponden a esquistos, granitos, granodioritas, cuarcitas y rocas volcánicas efusivas, como parte del basamento en la Península de Yucatán, pero no es posible indicar una distribución general de las rocas que lo constituyen.

Se ha acuñado el término "Basamento Magnético" (More, 1974, en PEMEX, 1985) para incluir en él aquellas rocas que se pueden agrupar con base en sus propiedades sísmicas, gravimétricas y magnetométricas, conformando un basamento tectono-físico. El término se aplica en forma general al zócalo, donde descansan las rocas de carácter sedimentario. Con base a estudios de geofísica elaborados por PEMEX, (1967) el Basamento Magnético se profundiza hacia el norte del Macizo Granítico-Metamórfico. En el área de Tabasco, en la Planicie Costera del Golfo, alcanza una profundidad del orden de los 14,000 mbnm. Con base en la configuración del Basamento Magnético en la Plataforma de Yucatán destacan tres depresiones (Fig. 6): La primera se localiza al norte de la Ciudad de Campeche, con una orientación NW-SE, con



PENEX 1987

profundidades del orden de los 9,000 mbnm. La segunda se localiza al oriente de la Ciudad de Mérida, con una orientación NW-SE y una profundidad de 6,000 mbnm. Es de hacer notar que entre estas dos depresiones existe a profundidad un cuerpo de roca de carácter andesítico (?). Estas rocas han sido cortadas por los pozos Chicxulub-1 a 1,258m de profundidad, Sacapuc-1 a 1,415m de profundidad y el Yucatán-6 a 1,285m de profundidad; es por ello que no se ha podido precisar la profundidad del basamento magnético en dicha zona, ya que el campo magnético es alterado por dicho cuerpo anómalo. A cambio de ello proporciona evidencia directa de rocas andesíticas a las profundidades antes mencionadas, que podrían corresponder a eventos volcánicos de principios del cenozoico. La tercera depresión se ubica en la porción noreste de la Península de Yucatán, en donde el basamento tiene una profundidad de 7,000 mbnm, con su eje principal orientado sensiblemente de norte a sur. En ambas figuras se interpretan dos altos; el primero al oriente de la Ciudad de Mérida, con una orientación NE-SW, y una profundidad mínima del orden de los 3,000 mbnm. El segundo se ubica en la porción oriental, vecina a las costas del Caribe con una profundidad del orden de los 1500 mbnm. y una orientación NE-SW.

Con base en estudios a nivel petrográfico las rocas del basamento (PEMEX, CRM, e IMP) evidencian la formación de una corteza continental, la cual ha sufrido varias reactivaciones, en el Silúrico, Devónico y Misisípico, alcanzando sus máximas manifestaciones en el Pérmico Tardío, Cretácico Tardío y Mioceno Superior. Estos fenómenos se hacen evidentes principalmente en el Estado de Chiapas.

Por lo antes mencionado, dicho basamento será importante desde el punto de vista que ocupa el estudio metalogénico, pues permitirá plantear hipótesis acerca del efecto de un basamento antiguo común sobre la distribución de asociaciones metálicas. También aportará en el conocimiento de épocas metalogénicas asociadas a los procesos magmáticos directos o bien a los sistemas hidrotermales que se desarrollan durante las etapas terminales de los mismos.

B) Rocas Paleozoicas

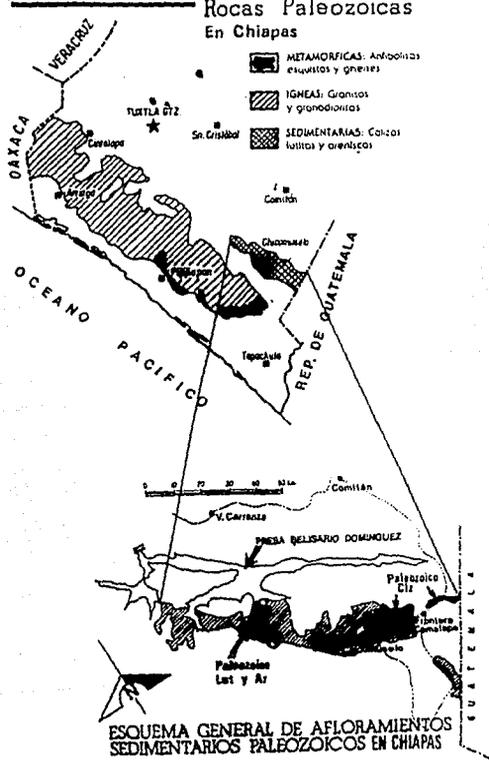
Sobre el Complejo Basal Precámbrico se depositó una potente columna de rocas sedimentarias de edades tanto paleozoicas como mesozoicas. La región donde afloran las rocas paleozoicas en el área de estudio se localiza al sureste del Estado de Chiapas, específicamente en el poblado de Chicomuselo (Fig. 7). Dicho afloramiento se extiende hacia el noreste de la República de Guatemala hasta las Montañas Mayas, así como en rocas atravesadas por perforaciones practicadas en la República de Belice (Bateson, 1972).

La unidad más antigua de la columna Paleozoica la constituye la Formación Santa Rosa Inferior a la que algunos autores denominan Formación Aguacate. Litológicamente está constituida por filitas, pizarras y esquistos de sericita, presentan un color gris oscuro con intercalaciones de cuarcita de grano fino y color blanco, su espesor varía de 0.5 hasta 0.20cm; las pizarras varían en el mismo rango, se encuentran muy plegadas, fracturadas, afiladas y con frecuencia presentan vetillas deformadas de cuarzo. Se observa un incremento del metamorfismo hacia la base de la columna a la cual se le midió un espesor del orden de los 6,300m (Hernández, 1973). Con base paleontológica se le determinó una edad del Misisípico Superior (Chesteriano) (PEMEX, 1967), en cuyos fósiles destacan los pelecípodos *Avaloupecten* sp. y el criknido *Cycloptentagona Granulosa Moore* sp. por los cuales se le asignó dicha edad.

Discordantemente le sobryace la Formación Santa Rosa Superior (Hernández, op. cit.), en tanto que Matvois (1982), menciona que dicho contacto es de tipo tectónico. Su contacto inferior no ha sido observado pero se le infiere que descansa discordantemente sobre el basamento cristalino. La realización de estudios de carácter geofísico aplicando magnetometría y gravimetría regional (PEMEX, 1987) en una zona que incluye al área de Chicomuselo que han permitido detectar puntos en donde se tienen mayores espesores que los establecidos, por lo que se puede especular la existencia de rocas más antiguas que las misisípicas. Por sus características litológicas, contenido faunístico y estructuras sedimentarias, denotan un ambiente lagunar somero de baja energía, depositados en una planicie costera.

Rocas Paleozoicas En Chiapas

-  METAMORFICAS: Anfipolitas esquistos y gneises
-  IGNEAS: Granitos y gneodioritas
-  SEDIMENTARIAS: Calizas lutitas y areniscas



ESQUEMA GENERAL DE AFLORAMIENTOS
SEDIMENTARIOS PALEOZOICOS EN CHIAPAS

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	ROCAS PALEOZOICAS
	NOMES MIRIELES J. GONZALEZ RAMON PRUILLO FRANCISCO FIGURA No. 7 1982

En el Pensilvánico Medio se registra una transgresión, durante la cual se deposita la unidad terrígena denominada Formación Santa Rosa Superior que litológicamente está constituida por lutitas, interestratificadas con areniscas y calizas; las cuales presentan una densa foliación, su color varía del gris claro al oscuro e interperiza a tonos pardo y pardo rojizo; por alteración se encuentran en algunos horizontes nódulos de fierro (Mauvois, 1962). El espesor de las capas varía de 0.5 a 1.20m; en ella se alojan estructuras sedimentarias tales como laminación, rizaduras, juntas de desecación y surcos de corrientes.

Con base al microfósil *Komia* sp., un estromaporito, se le ubicó en el Pensilvánico Medio Superior (Desmolnesiano-Virgiliano). Se cuantificó un espesor para la formación del orden de los 1000m al noreste de Chicomuselo, (Hernández, 1973) y de más de 300m en opinión de Mauvois (op. cit.).

Con respecto al ambiente de depositación, se han interpretado a los constituyentes de estas rocas como sedimentos de ambiente lagunar somero así como de llanuras de inundación. Su contacto inferior fue definido anteriormente, le sobreyace la Formación Grupera de manera concordante y transicional, en algunas áreas se reporta discordancia por la presencia de cantos rodados de calizas con abundantes restos de crinóideos y fusulínidos, al noroeste del río Aguacate se observa en discordancia angular con los lechos rojos de la Formación Todos Santos (Hernández, op. cit.). Por su parte, Mauvois (1962) duda de la relación estratigráfica anterior y propone una relación tectónica entre dichas formaciones, relación que se discute más adelante.

La Formación Grupera está conformada por 410m de lutitas interestratificadas con calizas fosilíferas, el contenido arcilloso se incrementa hacia el sur mientras que hacia el norte predominan los carbonatos. Los mejores afloramientos se observan en la región de Monte Redondo, localizada al sureste de Chicomuselo. La formación también se conoce al noreste de dicha población aunque existen dudas sobre su correlación con la región. Las lutitas presentan colores que varían del gris pardo al gris verdoso, alternando con algunas capas de arenisca de grano medio a fino, dicha alternancia se complementa con calizas tipo wackstone, packstone y mudstone con matices que varían del gris oscuro al negro, ligeramente dolomitizadas y muy fosilíferas en equinodermos, briozoarios y corales. Las lutitas se encuentran dispuestas en capas y laminaciones irregulares desde 10 hasta 100cm conformando horizontes de 5, 10 y 20cm de espesor. Con base en su gran variedad de contenido fosilífero se le situó en el Leonardiano inferior (King, 1973, en Sanchez, 1978).

Por las características antes mencionadas estos sedimentos se depositaron en una plataforma somera con variaciones de alta y baja energía. Sobre esta unidad se depositaron en forma transicional y concordante los carbonatos de la Formación Paso Hondo (Hinojosa, 1964; en Hernández, 1973) los cuales están constituidos por un paquete de calizas tipo mudstone, wackstone, packstone y grainstone, que varían en color del gris al negro, parcialmente bituminosas con un alto contenido de fósiles de los cuales la especie *Schwagerina* sp., asociado con algas *Tubiphy* sp., marcaron la edad precisa. Las capas presentan espesores de 10, 20, 40 hasta 100cm con fracturamientos rellenos de calcita. Hacia la base se encuentran restos de plantas, hojas, tallos y raíces, mientras que hacia la cima se encuentran nódulos y lentes de pedernal de color negro y formas irregulares. Estos carbonatos se hacen más dolomiticos hacia la cima. Se cuantificaron 950m de espesor (Hernández, op. cit.).

La Formación Paso Hondo es la de mayor exposición en la porción centro y norte de Chicomuselo, extendiéndose hasta la República de Guatemala. A lo largo de sus afloramientos se observan diferentes ambientes sedimentarios de depósito, entre los que se identifican facies lagunares y palustres hacia el sur, en la porción central se presentan facies de plataforma somera de baja energía, en tanto que al norte se tienen horizontes brechoides, como parte constituyente del talud arrecifal.

A fines del Pérmico Superior se genera un evento tectónico correlacionable en tiempo con la Orogenia Apalachiana, cuyos efectos por compresión originan la deformación de la columna Paleozoica, dando como

resultado que dicha zona sufra una emersión; pasando a formar parte del continente junto con el Macizo Chiapaneco. Como ya se mencionó, durante este período se presentó también el levantamiento del batolito del Macizo Granítico-Metamórfico de Chiapas. Se hace notar que en la región de Motozintla dicho paquete Paleozoico está representado únicamente por remanentes de pizarras de color negro, de edad misisípica, las cuales se encuentran muy tectonizadas (Carfantián, 1977) por lo que en esta área el contacto del basamento es discordante con la Formación Todos Santos. Carfantián (op. cit.) describe también en esta área un complejo volcánico-plutónico epimetamorfosoado que descansa tectónicamente sobre la Formación Todos Santos.

Es conveniente mencionar el trabajo realizado por Mouvois (1982), quien concluye en su estudio un cambio en la columna estratigráfica para el área Paleozoica de Chicomuselo. Basado en observaciones que el autor realizó en dicha área define a la zona dentro de un marco de tectónica tangencial manejando elementos similares a los utilizados por su colega Carfantián (1977), en la región de Motozintla.

Mouvois (1982), identifica rasgos estructurales caracterizados por una tectónica alpina, denotado en las cobijaduras de las calizas pérmicas y mesozoicas las cuales sobreyacen a la cobijadura de rocas volcánico-plutónicas descritas por Carfantián (op. cit.) en Motozintla; ésta a su vez sobreyace a la secuencia detrítica de la Formación Todos Santos. En resumen, deja suponer una conformación general del área en zonas estructurales sobrepuestas, las bases y evidencias de este estudio se analizarán y se discutirán en el capítulo referente a la tectónica del presente trabajo.

C) Rocas Mesozoicas

El ciclo de deposición correspondiente a la Era Mesozoica en el área de estudio se desarrolla dentro de un marco geológico de una cuenca intracratónica, formada entre los bloques de Oaxaca y Maya. Como se ha hecho mención las rocas paleozoicas fueron fuertemente plegadas durante la Orogenia Apalachiana, cuyo efecto más relevante hizo que la región emergiera, pasando a formar parte de un ambiente continental.

Parte de los efectos de esta orogenia se registraron en los estratos del Triásico del Estado de Chiapas. Como evidencia de ello, al sur del poblado de Chicomuselo, cerca de la frontera con la República de Guatemala, se recolectó una muestra de traquita, la cual se encontró intercalada en un paquete de limolitas apizarradas, dicha muestra arrojó una edad por medio de estudios isotópicos de Rb/Sr de 208 ± 4 m.a. que en tiempo corresponden al Triásico Medio (PEMEX, 1987). Las limolitas están constituidas por areniscas-limosas de color rojizo a guinda y lutitas del mismo tono; presentan una buena estratificación en capas de 5 a 30cm de espesor. A la secuencia le sobreyacen de manera discordante paquetes gruesos de conglomerados, brechas, tobas y algunas capas de areniscas limosas.

Hacia el occidente, en el área de Jaltenango de la Paz se localiza un paquete constituido por tobas, aglomerados, lavas traquíticas y andesitas, cuya edad tentativa es de Triásico-Jurásico, ya que le subyace la Formación Todos Santos (Sánchez, 1969).

Durante mucho tiempo ha sido discutida la edad de las secuencias evaporíticas que se depositaron en el Cuenca Oaxaca-Chiapas cuya ubicación cronológica superior es Retlano-Calloloviano. Basados en datos proporcionados por los pozos Trinitaria No. 1 y 2 (PEMEX, 1967), que se localizan al sureste de Comitán, en el primero de ellos se reportó sal debajo de las capas rojas (Todos Santos?) (López-Ramos, 1979); en el pozo No. 2 se reportó que dicha sal subyace a un cuerpo de 220m de espesor constituido por limonitas de color gris oscuro y lutitas del mismo tono, con escasas intercalaciones de calizas de color pardo oscuro (Sánchez, 1979) mismos que son cubiertos por los lechos rojos. Asimismo con base en estudios de carácter paleontológico y paleontológico, se determinó una edad del Rélico-Liásica para estratos marinos del Jurásico Inferior-Medio que sobreyacen a la sal. Al noreste de la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez, datos proporcionados por el pozo Villa Allende 1, reportaron que la sal descansa directamente sobre los

sedimentos paleozoicos y le sobreyacen los sedimentos marinos del Jurásico Medio (PEMEX, 1985). En el pozo Tres Pueblos (1-A), localizado en el área de Chiapas-Tabasco, se cortaron 200m de calizas con alternancia de anhidrita y cuya relación de campo la ubica con una edad de Batoniense-Calloviense, le sobreyace una alternancia de dolomitas y anhidritas cuyo espesor es del orden de los 800m.

Hacia el noroeste de la Plataforma de Yucatán, los Lechos Rojos subyacen a las evaporitas cretácicas y sobreyacen a rocas del basamento; esto define con cierta reserva, sustrato dentro de un rango de edad Triásico-Jurásico Superior.

Resumiendo, al conjunto de observaciones y evidencias del subsuelo sobre el tiempo más antiguo de depositación marina se llega a la conclusión de que los últimos sedimentos en depositarse lo hicieron hasta el Jurásico Superior. Esta observación permite colocar de una manera tentativa a la sal y anhidritas dentro de un período comprendido entre el Triásico Superior y Jurásico Superior, así como de inferir que dicho depósito es parte de una depresión somera que permitía la comunicación del Pacífico con el ancestral Golfo de México (Fig. 8)

Durante el Jurásico Medio-Superior se reconoce que continúa la actividad volcánica a lo largo del Macto de Chiapas, haciéndose denotar con el emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición granítica, diorítica y granodiorítica acompañados de derrames de carácter andesítico de augita e hiperstena, así como traquitas; a dichas rocas se le determinó su edad por medio de observaciones de campo realizada entre otros por Benavides (1956); Chirinos (1967); Castro-Mora y colaboradores (1975) y Quezada (1975), así como por estudios isotópicos de PEMEX, IMP y CRM. Las rocas volcánicas jurásicas se han localizado en una amplia zona de la depresión ístmica, hasta el río Pueblo Viejo pasando por Uzuapaná, Solochúchil y Chalchululpan. Al Norte y Noroeste de Cintalapa presentan un color gris oscuro a verdoso, de aspecto clásico aglutinado, muy densa (Castro-Mora, 1975 y Quezada, 1975). Por el método radiométrico de K/Ar se obtuvieron edades que varían de 169 + 3 m.a. a 148 + 8 m.a. (Jurásico Medio-Jurásico Superior) (IMP, 1975; Damon y Montesinos, 1978). En la localidad de Pueblo Viejo, las andesitas del mismo nombre descansan directamente sobre el basamento y le sobreyace la Formación Todos Santos (Castro-Mora y Colaboradores, 1975; Quezada, 1975 y Montesinos, 1975), (Fig. 9).

Posteriormente se tuvo un depósito de carácter sedimentario de ambiente continental, que varía en ambientes entre deltas y planicies de inundación conocidos como "Lechos Rojos" y formalmente como Formación Todos Santos, la cual no contiene foraminíferos, pero sí restos de plantas que fueron catalogados por Imiyá (1973, Sención, 1986), como del Jurásico Inferior-Jurásico Medio. Asimismo, con base a la edad de la Andesita Pueblo Viejo, es fácil deducir que las Capas Rojas que sobreyacen a dicha unidad volcánica se depositaron forzosamente después de la elevación, erosión y subsidencia del área (Quezada, 1975; en Sencelo, 1985; Damon-Montesinos, 1978; y Mouvois, 1982).

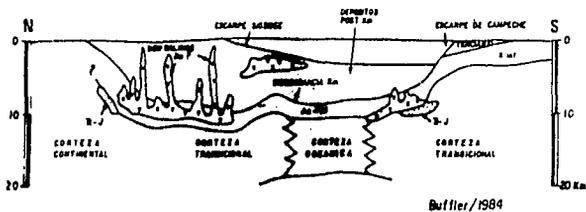
Es de hacer notar, que Carfantán (1977), reporta metandesitas de color verde oscuro las cuales sobreyacen a estratos de la Formación Todos Santos, localizados en la margen derecha del río Bacantán, en el talud de la nueva carretera Motozintla-Cd. Cuauhtémoc siendo, según el autor, un contacto de tipo tectónico. En consecuencia dichas rocas serían parte de un complejo volcánico-plutónico que funciona como un paquete alóctono.

Asimismo, en la zona de Chicomuselo la Formación Todos Santos, por efecto de una tectónica tangencial, subyace con la Formación Santa Rosa Inferior o Aguacate y le sobreyace la Santa Rosa Superior (Mauvois, 1982).

Por otra parte, hacia la Península de Yucatán, por medio de perforaciones profundas se cortaron a los Lechos Rojos o Formación Todos Santos. La composición litológica de esta formación para esta zona está conformada por limonitas y areniscas de grano fino a muy fino de color rojizo, en ocasiones se presentan gravas de cuarzo e intercalaciones de bentonita color verde esmeralda; en la porción noroeste de la

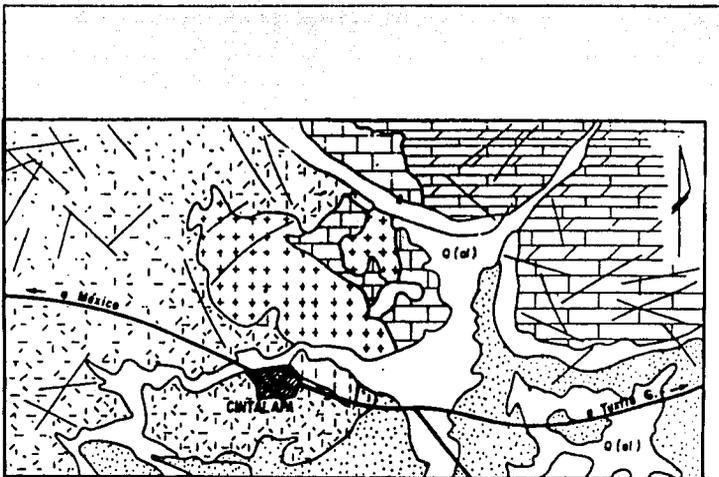


Sur de la Cueva Salina Jm con respecto al Rift Ja
Buller / 1984

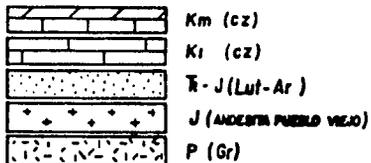


ESQUEMA GENERALIZADO DE LOS DEPOSITOS SALINOS SOBRE UNA SECCION IDEAL NORTE-SUR DEL GOLFO DE MEXICO

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	CUEVA SALINA
	MORALES MIRELES JAYDICO MORALES TRUJILLO FRANCISCO FIGURA No. 8 1989



ESCALA 1:300,000



U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TEMIS PROFESIONAL
	ADMESITAS P. VIEJO
	NOMAS ES NOMELES ANTONIO
	RAMOS TRUJILLO FRANCISCO
FIGURA No. 9	1992

TOMADO DE LA ROSA ET AL., 1989

península se reportó que la formación Todos Santos sobreyace al basamento (pozos Yucatán No. 1 y 4), estimándosele un espesor del orden de los 1,300m a nivel superficial (Lopez, 1979) mientras que los pozos Trinitaria No. 1 y 2 reportaron en el subsuelo un espesor real del orden de los 1000m (De Gyves, 1981). Al NW de Chicomulco se hace patente el hecho de que la Formación Todos Santos, no ha sido cortado en ninguno de los pozos marinos (PEMEX, 1985)

La Formación Todos Santos o Lechos Rojos está constituida y definida por tres miembros, siendo de carácter arcósica la base, brechilde de tipo molásico la unidad media y areno-arcilloso- carbonoso la cima. Generalmente presenta color rojizo a pardo claro, granulometría fina a medía, con Interestratificaciones de areniscas conglomeráticas; ocasionalmente se observan potentes cuerpos de conglomerados, conformados por fragmentos de cuarzo y de rocas graníticas, éstos localizados principalmente en la base del paquete. Basándose en los datos anteriores se deduce que la sedimentación durante el Jurásico Medio-Superior probablemente estuvo gobernado por una tectónica de bloques que conforme progresaba la distensión provocó la subsidencia de los mismos (Fig. 10).

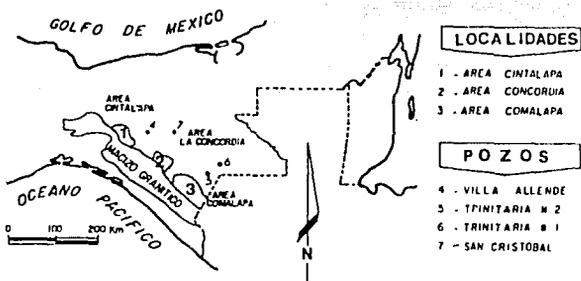
En la región de Cintalapa el Jurásico Medio-Superior está representado por carbonatos que cubren a los estratos de la Formación Todos Santos, constituidos por calizas fosilíferas de aguas someras, la cual está conformada por dos microfacies: pelospátita fosilífera con contenido de ostrácodos, milóidos, texturarios, radiolarios; y micritas fosilíferas o biomicrita, con bajo contenido de limo, contiene ostrácodos, restos de moluscos, algas y texturarios. Puesto que a dicho paquete le sobreyacen capas rojas que litológicamente tienen apariencia idéntica a los lechos rojos, consisten en arenas rojas con intercalaciones de horizontes color grisáceos, se infiere que su origen corresponde a pulsaciones marinas locales (Castro-Mora y Colaboradores, 1975).

En la región de Cintalapa, el Cretácico Inferior está representado por una litología muy variada que evidencia ambientes mbtos, lagunares y de plataforma interna; estos presentan cambios de facies, tanto laterales como verticales y su origen es de carácter marino. El conjunto litológico es conocido en esta área con el nombre de Formación San Ricardo (Fig. 11).

Litológicamente está constituida por areniscas y lutitas de coloración rojiza, amarillenta y ocre, se intercala con capas de calizas y margas, presenta estratificación cruzada, por lo que se depositaron en llanuras aluviales y ambientes lagunares. Por su posición estratigráfica se le ubica en el Cretácico Inferior (Mullerød, 1936; Walper 1969; Montes de Oca e Hinojosa, 1969). Hacia el noroeste de la Ciudad de Tuxtla Gutiérrez en los pozos Turpache No. 1 y Villa Allende No. 2, el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior están representados por facies marinas similares a las de Cintalapa, las cuales varían por el contenido de anhídrita y sal en su porción inferior (PEMEX, 1985).

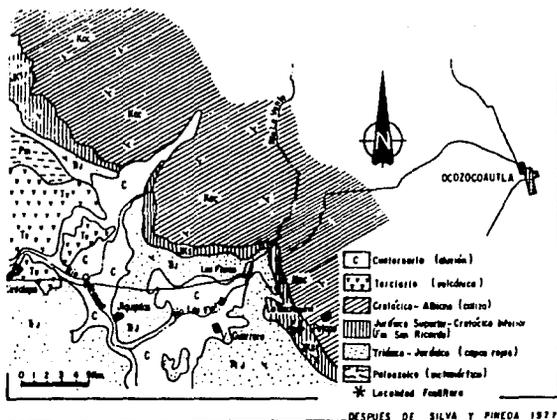
Por otro lado, hacia el oriente, en los pozos San Cristóbal No. 1, Trinitaria No. 1 y Retico No. 1, se reportan facies marinas del Cretácico Inferior con base a que sobreyacen a una alternancia de dolomías y anhídritas que son correlacionables con las formaciones de Guatemala (Castro-Mora, 1975). En la porción noroccidental de la Sierra de Chiapas y delimitada por una falla del tipo transcurrente, afloran facies de borde de plataforma denominadas Formación Malpaso que litológicamente están constituidas por dolomías, calizas dolomitizadas y calizas arcillosas, con Interestratificaciones de calcarenitas y calizas con bandas de pedernal (Quezada, 1975) en estratos de 10 a 40cm con un espesor total aproximado del orden de los 1,200m (PEMEX, 1987). Abarcan en tiempo del Calloviano al Hauteriviense. Se puede decir en forma general que por sus características litológicas y faunísticas, representa un borde de plataforma somera (López, 1973 y Quezada, 1975).

Durante el Cretácico Inferior se extiende la transgresión marina, se depositan principalmente carbonatos de plataforma (que hacia la Plataforma de Yucatán son evaporíticas mientras que en el Golfo de México los depósitos son de aguas profundas).



LOCALIDADES Y POZOS EN DONDE SE
OBSERVA LA Fm. TODOS SANTOS

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	FOR TODOS SANTOS
	HONORABLE SEÑORES ANTONIO
	RAMOS TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA No. 10 1982



Distribución de la Fm. San Ricaruc
 (Jur Sup. — Cret. Inf.)

TOMADO DE LA ROSA ET AL., 1969

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	FM. SAN RICARUC
	INGENIERO CIVIL
	INGENIERO EN INGENIERIA
	INGENIERO EN INGENIERIA

En la Sierra de Chiapas se presenta un período estable, en el que se desarrolla una sedimentación muy homogénea que litológicamente está constituida por dolomías y calizas de color gris claro a pardo crema con oolitas, pellets, fragmentos de algas, milóidos y rudistas (Castro-Mora, Schlaepfer, y Martínez, 1975). Estas rocas tienen estratificación media a gruesa y un espesor promedio de 1,000m. Con base a su contenido faunístico se le asigna una edad del Albiano-Cenomaniano. En la porción sur de Chiapas los depósitos de plataforma presentan una relación discordante, descansando sobre el basamento o bien en otros lugares sobre los lechos rojos, en su carácter transgresivo; mientras que en la porción central y norte descansan en forma transicional y concordante sobre las evaporitas del Cretácico Inferior.

Las facies de plataforma han sido incluidas dentro del grupo Sierra Madre que lo conforman las formaciones Cintalapa y Angostura (Hernández en Quezada, 1975), se identifica por calizas tipo wackestone y packstone color crema a pardo grisáceo con milóidos, carpas de algas, gasterópodos, corales y barrenos de gusanos con abundantes rudistas (formando en algunas localidades crecimientos arrecifales), se interestratifican calizas dolomíticas y dolomías en varios niveles, en estratos de 30 a 80cm y un espesor total que varía de 400 a 1,000m.

La Formación Angostura litológicamente está conformada por calizas tipo mudstone, greinstone de bioclastos y packstone; parcialmente dolomitizadas con intercalación de dolomías de color gris claro y oscuro; se presentan frecuentes desarrollos arrecifales que afloran principalmente en la depresión central del Atilplano Chiapaneco y se ha cuantificado un espesor del orden de los 400 a 1,100m (Sanchez, 1978). En la porción central y noroccidental de la Sierra de Chiapas se identifican facies de mar abierto del Grupo Sierra Madre, denominada Formación Jupabuchil (González, 1963; en Quezada, 1975), constituidas por wackestone a packstone planctónicos, color gris oscuro, con espículas de esponja, radiolarios y nódulos de pedernal, estructurada en estratos de 10 a 50cm, en ocasiones se interestratifican con horizontes de lutitas, margas y calcarenitas que gradan a brechas calcáreas; por su contenido faunístico a esta unidad se le sitúa en el Cenoniano-Maestrichtiano.

Hacia el occidente, el paquete sedimentario depositado durante el Campaniano-Maestrichtiano, tiene influencia marcadamente terrígena cuyas facies varían de sur a norte, de litorales a mar abierto. Al occidente de Tuxtla Gutiérrez, a la facies litoral se le denomina Formación Ocozocauhtla (López-Ramos, 1979; Gutiérrez, 1956; Sánchez, 1978; Chirinos, 1973). La unidad está constituida por terrígenos, los cuales presentan abundantes cambios de facies tanto lateral como vertical; hacia la base está formada por gravillas mal clasificadas, con fragmentos de cuarzo en una matriz arcillo-arenosa, de color blanco amarillento con estratificación gruesa a masiva; le siguen calizas fosilíferas de color crema en capas de 1.5 a 2m; hacia la parte media le sobreyacen areniscas calcáreas interestratificadas con calizas arenosas con micro y macrofósiles. Hacia la cima se tienen lutitas arenosas de color pardo claro, alternando con areniscas calcáreas y horizontes de gravillas. Dichas unidades en conjunto están dispuestas en capas de 20 a 100cm; se cuantificó un espesor total que varía entre 350 y 850m. Se le determinó una edad del Campaniano al Maestrichtiano.

La Formación Ocozocauhtla hacia el oriente cambia a facies de plataforma (Formación Angostura), mientras que hacia el norte y occidente cambia a facies de mar abierto denominándosele como Formación Méndez. Litológicamente está conformada por lutitas y margas de color gris verdoso a pardo rojizo, se interestratifican con areniscas de grano fino a medio, bien cementadas, y calizas arcillosas de color gris oscuro. Hacia la cima se presentan conglomerados polimícticos, se le ha cuantificado un espesor del orden de los 950m. Se consideran como depósitos de ambiente marino, cercanos a la costa con frecuentes transgresiones y regresiones en un mar somero (Chirinos, 1973; Hernández, 1971; López-Ramos, 1973). Estos autores le asignan una edad del Campaniano-Maestrichtiano.

A fines del Cretácico se infiere un evento tectónico Prelaramidico cuyo efecto formó o activó un sistema de fallas de deslizamiento lateral que generaron el basculamiento de varios bloques así como discordancias en rocas del Albiano-Cenomaniano. Las consecuencias de estos procesos se definen en el inciso siguiente.

D) Rocas Cenozoicas

A finales del Cretácico Tardío e inicio del Paleoceno la región es sometida a esfuerzos transpresivos los cuales generan en esta época la activación o reactivación (?) del sistema de fallas Polochic-Motagua, correlacionables en tiempo con la Orogenia Laramídica.

La Era Cenozoica estuvo enmarcada en esos tiempos por el Macizo de Chiapas y la Plataforma de Yucatán; entre ellos evoluciona la Cuenca Terciaria del sureste (Charleston, 1984).

Los tiempos paleocénicos se inician con un ciclo de sedimentación de carácter terrígeno sinorogénico que concluye al término del Oligoceno, con la reactivación de una nueva etapa de tectonismo.

Dichos sedimentos por lo general presentan un contacto de tipo discordante con los depósitos cretácicos, denotados por paquetes de brechas de matriz arenosa que empaican fragmentos de rocas cretácicas.

El levantamiento generado por la Orogenia Laramídica, evidente en la parte central de la sierra de Chiapas, origina que los depósitos de aguas someras se restrinjan hacia la porción suroccidental, en tanto que las aguas más profundas se extienden hacia la Planicie Costera del Golfo.

En la parte central de la Sierra de Chiapas, persiste el depósito de calizas tipo wackestone, packstone y grainstone de milímetros con fragmentos de ostrácodos, equinodermos, gasterópodos y algas; en estratos bien diferenciados de 20, 40 y 100cm, cuyo espesor total es del orden de los 450m. Esta unidad se correlaciona en tiempo con la Formación Lacandón, localizada y descrita en la República de Guatemala (Sánchez, 1978).

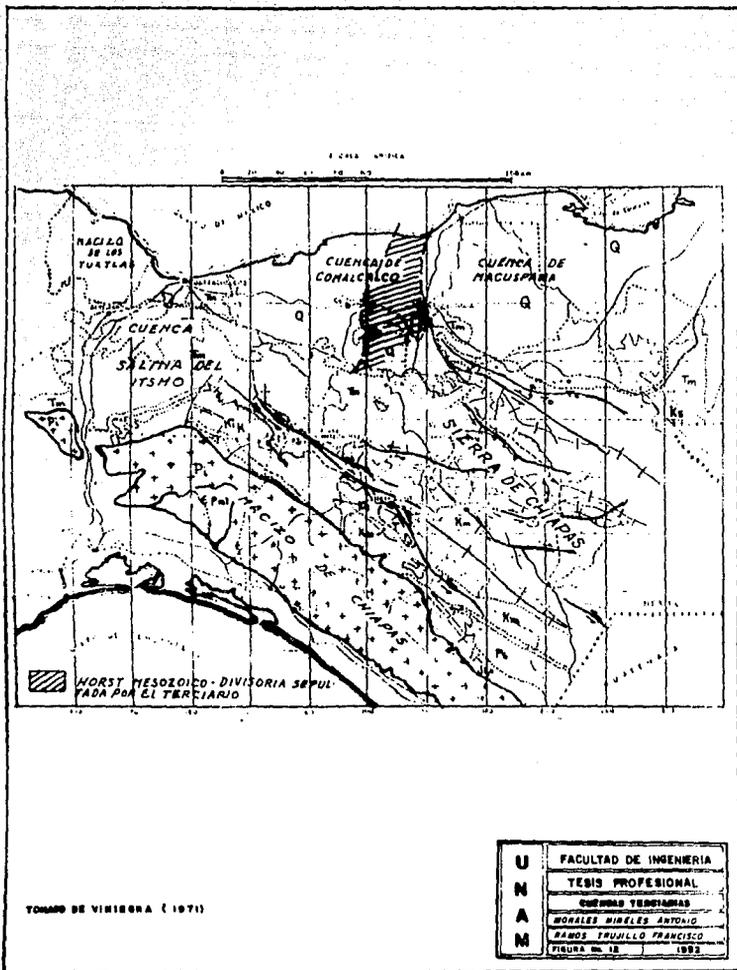
La Formación Lacandón hacia el sureste manifiesta un cambio transicional a facies terrígenas, constituidas hacia la base por brechas polimícticas, cuya matriz es calcáreo-arcillosa y empaica fragmentos de calizas cretácicas; hacia la cima se tienen lutitas caracterizadas por ser de color negro e interstratificadas con lutitas de color gris verdoso; el ambiente que generó este depósito varía de aguas someras hacia la parte sur y de aguas profundas hacia el norte; en conjunto presentan un espesor del orden de los 350m y es nombrada Formación Sepur.

Como se ha hecho mención, en las porciones norte y noroccidental de la Sierra de Chiapas se manifiestan depósitos de aguas profundas, constituidos por brechas polimícticas, cuya matriz empaica fragmentos de rocas de carácter ígneo, tanto de extrusivas como de intrusivas, así como cuarzo y clastos de calizas. En esta unidad, hacia la parte superior, transicionalmente se presentan interstratificaciones de lutitas y areniscas de color gris oscuro que alojan alternancias de horizontes calcáreos que gradúan a margas; sus espesores son del orden de los 5 a 15cm, en conjunto el espesor total es del orden de los 1000m. Esta unidad se le conoce formalmente como Formación Soyatló y/o Lutitas Nanchital.

Al mismo tiempo y más hacia el norte en la Cuenca Terciaria, se genera la sedimentación en aguas profundas, depositándose los mayores espesores en las Cuencas crecientes de Comalcalco y Macuspana; en general los estratos del Paleoceno y Eoceno en ambas estructuras se encuentran asolvadas por lutitas, en ocasiones con la presencia de capas de areniscas y brechas calcáreas.

En la Cuenca de Comalcalco el paquete de lutitas denota un espesor del orden de los 35 y 70m para el Paleoceno y Eoceno respectivamente (Pozo Paraiso No. 101); mientras que en la Cuenca de Macuspana se tienen 200 y 500m (Pozo Triunfo No. 101). Estas lutitas hacia la Plataforma de Yucatán gradúan a carbonatos (Fig. 12).

En la Plataforma de Yucatán continúa el depósito de carbonatos y evaporitas; en la porción noroeste la sedimentación es de calizas color blanquecino a gris claro, su consistencia es compacta; se encuentran



de manera alternada, margas y lutitas, que atestiguan un ambiente de facies de mar abierto. Asimismo hacia la porción noroeste central y borde occidental, se depositan sedimentos caracterizados por calizas de color blanquecino a pardo claro; con la presencia de alternancia de capas bentónicas, calizas bentónicas, dolomitas y horizontes de anhidrita, lo cual infiere un ambiente de plataforma. El tipo de sedimentación en esta área prosigue de igual forma a todo lo largo del Eoceno; denominándose Formación Pisté.

En este lapso en la plataforma, pero hacia las porciones oriental central norte y borde oriental se manifiesta una sedimentación de carácter predominantemente calcáreo, constituida por calizas de color blanco y pardo oscuro, con zonas cretosas y dolomitizadas en la base de esta unidad se presentan horizontes de bentonita, calcarenitas y calizas oolíticas. En conjunto a esta unidad se le denomina Formación Chichen-Itza, formada en un ambiente de plataforma somera.

Durante el Eoceno y por efecto de la manifestación de esfuerzos compresionales acompañados de levantamientos corticales, se forman al sur de la Sierra de Chiapas, depósitos de sedimentos de ambientes continentales conformados por lutitas, limolitas y areniscas donde predomina el color rojizo, constituida por granos de cuarzo, leldespatos y micas, encajona horizontes bentónicos de color gris verdoso. Esta unidad hacia la parte media superior, alterna con capas conglomeráticas, en cuya matriz se empaquetan fragmentos de rocas ígneas, con espesores de 20 a 90cm; en conjunto a esta unidad se le estimó un espesor total del orden de los 400 a 600m, denominándose Formación El Bosque. Esta formación hacia la porción central de la sierra de Chiapas se interdigita con sedimentos de facies terrígenas y carbonatos formados en ambientes de depósito que varían de aguas marginales-litolares a aguas de plataforma profunda a los que se le llama Formación Lomut; litológicamente está conformada por una alternancia de limolitas y arenas calcáreas. De igual forma, hacia el noroccidente se depositan sedimentos tipo flysch, nombrados Formación Ixtacomtán, mismos que hacia el occidente y en un ambiente de aguas profundas se nombran Formación Nanchital; la base de esta unidad presenta un paquete de conglomerados de carácter polimítico nombrados Formación Uzuapaná.

Por lo antes mencionado, tanto en la Cuenca Terciaria de Chiapas como en la Plataforma de Yucatán, la sedimentación se caracteriza por continuar con los depósitos de lutitas y carbonatos respectivamente.

A fines del Eoceno e inicio del Oligoceno, se manifiesta una etapa de estabilidad tectónica que genera hacia la porción oriental de la Sierra de Chiapas (que es de recordar permanece emergida) un "hiatus" sedimentario por este tiempo; mientras hacia la porción central se generan depósitos de carbonatos de ambiente somero, con el desarrollo de arrecifes, caracterizados por alternancias de calizas de color gris a crema, las cuales contienen abundantes gasterópodos, foraminíferos, equinodermos y tallos de crinóideos; estas alternan con brechas y lutitas arenosas, que en conjunto se denominan Formación Mompuyl.

En forma contemporánea, hacia la porción norte del poblado de Pichucalco, se tienen procesos de sedimentación que hacia la base presentan interestratificaciones de lutitas color gris verdoso con areniscas de color gris claro, ambas de grano fino. Hacia la cima se encuentran calizas arrecifales, con abundante microfaua e intercalación de areniscas color gris claro. La unidad antes descrita, cambia gradualmente a facies terrígenas, hacia el norte y occidente de Chiapas, a ambientes profundos y con una clara ausencia de calizas arrecifales. La discordancia es efecto del basculamiento de dos grandes bloques limitados por una falla de trascurrencia nombrada Chichonal; este paquete en conjunto se denomina Formación La Laja.

En la cuenca Terciaria de Chiapas-Tabasco los depósitos del Oligoceno acusan espesores irregulares como efecto de la intensa erosión, dichos sedimentos prosiguen y están constituidos litológicamente por lutitas que gradúan a carbonatos hacia la Plataforma de Yucatán.

En la cuenca de Comacalco se cuantificaron espesores del orden de los 70m para el Oligoceno, no así en la cuenca de Macuspana, donde rebasan los 200m. En esta cuenca hacia el occidente se han cortado por

medio de pozos de sondeo, arcillas oligocénicas, mientras que en el área de Cobo se cortaron lutitas bentónicas de aguas profundas de la misma edad.

Durante esta época y hacia la Plataforma de Yucatán, se generan depósitos que afloran hacia el sur y sureste de la Ciudad de Mérida, conformadas hacia la base por calcarenitas, calizas dolomíticas y calizas cretáceas; la parte media de esta unidad se caracteriza por contener calizas cretáceas y delgadas interestratificaciones de microcoquinas de moluscos y brizoarios, así como de calizas dolomitizadas; la parte superior está conformada por margas, lutitas e intercalaciones de calizas, esta última de ambiente de mar abierto. Se cuantificaron en el subsuelo 270m de espesor total.

El período miocénico se caracteriza por una marcada inestabilidad tectónica, manifestada por la regresión general de las aguas marinas, como efecto del levantamiento total de la sierra de Chiapas. Asimismo, se forman grandes discordancias evidentes en el subsuelo del área de estudio. Para esta época se genera una cuenca somera en la sierra de Chiapas, mientras que hacia el sureste se tienen facies palustres, litorales, deltáicas, lagunares y aluviales, en tanto que hacia la Cuenca Terciaria prosigue la depositación de facies de aguas profundas.

En la sierra de Chiapas, en la porción central donde se forma la cuenca somera, se depositan areniscas calcáreas de color gris pardo, dispuestas en estratos de hasta 40cm entre los que se intercalan coquinas de pelecípodos y gasterópodos, así como de calizas arenosas que gradan a conglomerados. Su espesor total varía de 650 a 1,500m, en conjunto se le denomina Formación Tullja. En la cuenca de Chiapas y al sureste de la sierra de Chiapas se depositan lutitas parcialmente arenosas, con intercalaciones de horizontes de tobas blancas; dicha unidad se correlaciona en tiempo con la Formación Caribe identificada en la República de Guatemala.

Por otra parte, hacia el norte en la Planicie Costera tiene lugar el depósito de facies arrecifales, las cuales se interdigitan con los terrígenos de la Formación Tullja, constituida por calizas con un gran contenido de microfósiles y macrofósiles.

En tanto hacia la parte noroccidental de la planicie, se depositan terrígenos de mar abierto que muestran cambios laterales a conglomerados, constituida principalmente por lutitas y areniscas. Los conglomerados se caracterizan por una matriz arcillo-arenosa, donde se empaquetan fragmentos de rocas ígneas, cuarzo y calizas aglutinadas. A las unidades antes descritas le sobrepone una secuencia de lutitas y areniscas de carácter bentónico, de color gris verdoso, plástica y en capas de 2 a 15cm de espesor. Se presentan a manera de alternancia horizontes de cenizas volcánicas de hasta 3m de espesor. Estas unidades se identifican como las formaciones Encanto, Concepción Superior y Concepción Inferior.

Los horizontes de ceniza antes descritos, evidencian en el Mioceno la ocurrencia de un evento tectónico, al cual se denomina "Chiapaneco". La manifestación magmática se denota por una serie de intrusivos de composición calcoalcalina a lo largo del Macizo de Chiapas, acompañado de un metamorfismo de contacto y dinámico, esta manifestación fue originada por esfuerzos transpresivos, que afectaron a toda la columna sedimentaria, conformando un cinturón plegado, entre el Macizo de Chiapas y la Plataforma de Yucatán.

El levantamiento de la sierra de Chiapas tuvo su máximo desarrollo en esta época, por ello durante el Plioceno y Pleistoceno, la morfología de la zona no ha variado en gran cosa con respecto al actual.

La intensa erosión generada en estos últimos tiempos y el producto de los acarreo, tienden principalmente en dirección hacia la Planicie Costera del Golfo; donde el movimiento del sistema de fallas de Comalcalco, Frontera y Macuspana, afectan a los depósitos en sus espesores.

Las principales columnas estratigráficas Paleozoicas, Mesozoicas y Cenozoicas se muestran en el plano número 1 (fuera del texto).

4. ANALISIS TECTONICO

4.1 EVOLUCION TECTONICA DE LA REGION

En el presente capítulo se interpreta de una manera general el estudio de los nuevos conceptos y modelos de la evolución tectónica para la porción Sureste de México, siguiendo un criterio totalmente geodinámico. La reconstrucción de la historia tectónica de la región es posible gracias al análisis de las diferentes columnas estratigráficas, a los procesos de deformación experimentados por dichas rocas, y al conocimiento del subsuelo con base a parámetros obtenidos por métodos geofísicos, que en conjunto permiten proponer modelos de evolución tectónica.

Las estructuras geológicas de México y Centroamérica revelan una de las más complejas historias de integración e inestabilidad tectónica, definida por eventos de ocurrencia de diversos fenómenos geodinámicos que involucran la interacción de grandes macrobloques (Norteamérica, Sudamérica y África) y microbloques (Maya, Oaxaca y Chortís).

Existen para ello una gran diversidad de teorías y modelos, siendo estos agrupados de acuerdo a la distribución geométrica de los macrobloques y microbloques, alrededor y dentro del área que actualmente ocupa este estudio.

La historia geológica del área de estudio probablemente da inicio con el rompimiento de los protocontinentes (Fig. 13), hacia el Proterozoico, con la evolución de una antigua corteza que se caracteriza por su reducido espesor y estar constituida por rocas ígneas de tipo simático, por lo tanto muy plásticas. Al levantarse una masa de magma derivada del manto arquea y fractura a la corteza; este fenómeno induce a la extrusión de grandes volúmenes de roca volcánica a lo largo de fracturas y el depósito de gruesos paquetes de rocas sedimentarias en la parte interior de estas cuencas estructurales (Windley, 1979, en Dengo, 1989).

La fase final del Proterozoico (hasta 570 m.a.) está marcada principalmente por el crecimiento de la corteza a lo largo de grandes cuencas de depósito en los bordes de los continentes, generándose a su vez la fragmentación y apertura a nivel regional, que se manifiesta con la formación de elementos corticales individuales. Se puede decir con cierta certidumbre que apartir del Paleozoico la deriva de los continentes empieza a manifestarse.

Dicho fenómeno genera la evolución del Atlántico, pero más bien se desarrolla un Proto-Océano Atlántico, 400 m.a., más antiguo, al que Kay (1974, en Coney, 1983) le nombra "Hlapetus" o Protocaadano. Las zonas de canalización existentes entre los cratones permitió una primera comunicación del ancestral Océano Pacífico con el Proto-Golfo de México.

Durante el Paleozoico Inferior, dichas aguas se comportaban como un mar en condiciones intracratónicas de profundidad somera; esto se deduce con base en el contenido faunístico del área de Comalapa (PEMEX, 1965) en el actual estado de Chiapas, que apoya la idea de una batimetría somera conformando un lecho marino en condiciones epicontinentales. Si lo anterior es cierto el Macizo de Chiapas se localizaría como una sola unidad fisiográfica articulada con las actuales tierras de Oaxaca y el Bloque Chortís, localizados en el Pacífico Sur de México; asimismo el Golfo de México estaría ocupado por el Bloque Maya de acuerdo a los modelos de Dengo (1983).

El basamento Precámbrico está constituido por gneises de facies de anfibólita de almandino intrusado por un batolito de composición granítica, al cual se le nombra "Macizo Granítico-Metamórfico de Chiapas". A dicho macizo se le han cuantificado en muestras "huesped" a través de estudios radiométricos efectuados



A
11.11.11
11.11.11



B
11.11.11
11.11.11

VINIEGRA (1992)

U	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
M	DONALES HINELLY ANTONIO
	RAMOS TRUJILLO FRANCISCO
	POLINA No. 13 1978

por PEMEX, CRM e IMP una edad de su intrusión hacia el Precámbrico Tardío con reactivaciones continuas hasta el Mioceno Tardío (Fig. 14).

Con base en la cuantificación e isocronas de dichos fechamientos, es tentativo proponer que la intrusión se efectuó a finales del Ordovícico, es decir es, contemporáneo en tiempo a la fase Orogénica Taconiana del este de los Estados Unidos; mas las evidencias de campo indican que su intrusión fue posterior (Pérmico Tardío) en opinión de Damon, Shafiquliah y Clark (1981) y Carfantan (1983).

A finales del Missisípico se manifiesta la Orogenia conocida con el nombre de Acadiana, la cual se ha explicado como el resultado de la interacción colisional de la Paleoplaca Norteamericana con las Paleoplacas Sudamericana y Euroafricana. Este fenómeno a nivel regional genera el cierre y sutura final del Proto-Atlántico, consecuentemente la del Proto-Golfo de México (Graham, et al, 1975, en Coney, 1983) aunque es debatible cómo ocurrió exactamente este fenómeno (Irwing, 1977).

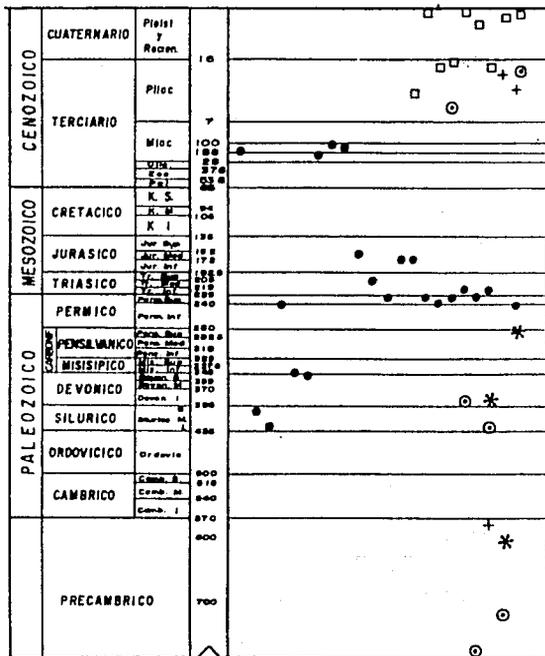
En el área de Chiapas la Orogenia Acadiana genera esfuerzos convergentes cuyas combinaciones producen el desplazamiento de las masas cristalinas; esto es factible por el supuesto estado sustentado de las capas ígneas de tipo sísmico, que se caracterizan por ser bastante plásticas, originando en esta área el plegamiento y metamorfismo de los depósitos paleozoicos, depositados hasta ese momento. Observandose por ejemplo el metamorfismo somero (facies esquistos verdes) en las rocas de la Formación Santa Rosa inferior (Formación Aguacate), atribuible al efecto descrito.

El levantamiento generado por la Orogenia Acadiana propicia el depósito de terrígenos en la región, que se manifiestan hasta el Pérmico, y es representada por la Formación Santa Rosa Superior. A principios del Carbonífero la región meridional del sur de México entra en un período de estabilidad tectónica relativa, permitiendo la deposición de gruesas capas de sedimentos marinos de tipo carbonatado, hasta fines del Paleozoico Tardío representados en la región por las formaciones Paso Hondo y Grupera (Ortega, 1981).

Hacia el Pérmico Superior se manifiesta el evento tectónico correlacionable en tiempo con la Orogenia Apalachiana-Ouachita-Marathon, con lo que sobrevino una emersión, plegamiento y afallamiento del antiguo basamento junto con los depósitos paleozoicos. Estos emergen, pasando a formar parte de las tierras continentales. Junto con el Macizo Granítico-Metamórfico de Chiapas, mismo que en esta época experimenta la actividad ígnea más activa reconocida, a través del emplazamiento de granitos, dioritas y cuarzomonzonitas, todo ello acompañado de un metamorfismo de carácter regional.

La Orogenia Apalachiana genera la acreción de terrenos tipo "flysch", depósitos de aguas profundas y depósitos volcano-sedimentarios, así como de intrusiones de tipo arco, en torno a las costas del Pacífico (Graham, et al, 1975 en Coney, 1983). Este conjunto litológico constituye el basamento de la parte este de México y forman los Terrenos Coahuila-Maya (Coney y Campa, 1985). Es importante hacer notar que el basamento de la porción de Chiapas es ubicado dentro del Terreno Maya por los mencionados autores, pero debido a que el Terreno Maya donde fue descrito por primera ocasión, no tiene basamento Precámbrico continental, el cual si existe en el Macizo Granítico-Metamórfico de Chiapas, por lo que se puede considerar como un bloque distinto. Asimismo la génesis de las rocas Precámbricas de Oaxaca son producto de un metamorfismo regional de alto grado (facies granulitas) mientras que el Precámbrico de Chiapas es de grado de metamorfismo regional en facies de anfibolita de almandino, acompañado de intrusiones Precámbricas.

Para el Paleozoico se postula que adyacentes al bloque de Oaxaca, se encontraba al este el bloque Maya y al oeste el bloque Chortis (Dengo, 1989). En el área de estudio, una vez plegadas y falladas las capas paleozoicas, aún así no constituyeron obstáculo alguno para que prosiguiera la comunicación del ancestral Pacífico con las aguas del Proto-Golfo; sin embargo, cambiaron para esta área las condiciones batimétricas de ese mar, hasta el punto de generar un mar en condiciones relictas; con ello se propicia la deposición



Milones de Años

(Escala de 1000)

- GRANITO
- ⊙ GRANDIORITA
- + DIORITAS
- ANDESITAS Y DACITAS
- * GNEISS Y ORTOGNEISS

FECHAMIENTOS EN EL MACIZO CRISTALINO

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	FECHAMIENTOS
	RODOLFO MARCELO ANTONIO
	RODOLFO MARCELO ANTONIO
	VALERA No. 19 1988

de gruesos paquetes de anhidrita (Cuenca Salina del Istmo) incluyendo a la sal de Lovann, Texas y Louisiana (Buffer et al, 1980), esto a principios del Triásico (Vieyra, 1981; Kir, et al, 1971).

Dichos paquetes se cree fueron producto de la canalización de las aguas marinas provenientes del noreste (Mar de Tethys) que inundan la creciente zona de "rift", conformando los grandes depósitos de sal y evaporitas mezcladas con material detrítico (Coney 1983). Estos depósitos son acompañados por un lento hundimiento de la plataforma evaporítica, en la misma área Paleozoica, en condiciones intracratónicas, atendiendo a las dimensiones continentales que limitaban al antiguo Golfo de México.

Es importante hacer resaltar que en el área de estudio no existen evidencias del ámbito tectónico y magmático en el que actuaron los diastrosismos Acadiano y Apalachiano (Damon, 1979), más los efectos del primero son claros en la discordancia entre los metasedimentos de la Formación Santa Rosa Inferior (Aguatepec) con los clásticos de la Formación Santa Rosa Superior.

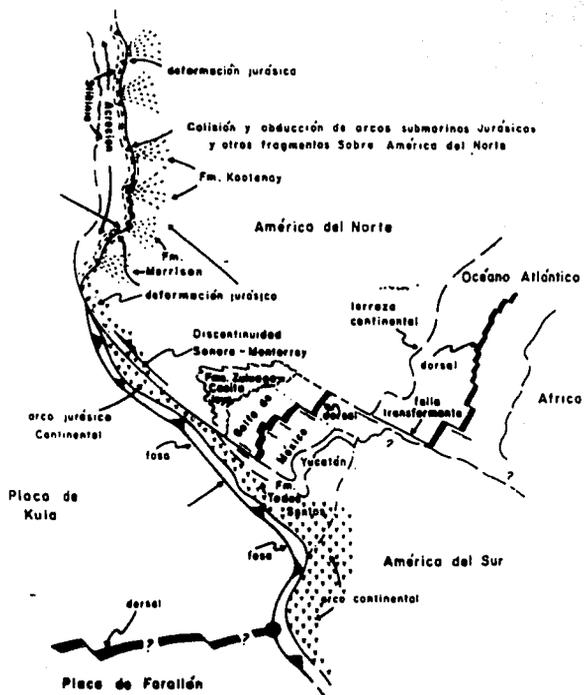
El segundo diastrosismo se manifiesta con la discordancia de las calizas de la Formación Paso Hondo, con los clásticos continentales de la Formación Todos Santos del Triásico-Jurásico. Así como de manifestaciones magmáticas para esta área, referidas anteriormente con base a datos radiométricos y de campo.

Del Triásico Temprano al Jurásico Tardío se tienen como efectos geológico más relevantes la apertura del Golfo de México y la consecuente trasgresión marina de las aguas del Atlántico y Pacífico, a todo lo largo del área de México, con excepción del bloque Maya, donde se presenta para este tiempo una depositación de carácter lagunar. Asimismo continúa la actividad ígnea, con emplazamientos de granitos, dioritas y granodioritas, así como de cuerpos hipabsales y derrames de carácter extrusivo, pórfidos andesíticos de augita e hiperstena, traquitas y andesitas de homblenda (PEMEX e IMP) que evidencian la existencia de un arco magmático continental de edad Jurásica en el área de estudio (Fig. 15 y 15a).

Las evidencias de dicho ambiente volcánico se han verificado en campo por la presencia de bloques localizados cerca del macizo Granítico-Metamórfico al sur de la región de Chicomuselo, donde se presenta un depósito de secuencias terrígenas continentales, que litológicamente está constituida por lutitas, limolitas y areniscas de color guinda a verdoso, filitizadas y apizarradas (Hernandez, 1973) entre las que se interestratifican traquitas. Estas últimas con base a estudios radiométricos de Rb/Sr realizados por (PEMEX, 1987), aportaron una edad de 208 ± 6 m.a., correspondientes al Triásico Medio; por otro lado, en la región de Jaltepano de la Paz, se encuentran unidades litológicas que corresponden a tobas, aglomerados, lavas traquíticas y andesitas, que por su posición estratigráfica se consideran de edad probable Triásico-Jurásico, ya que dicho paquete subyace a la Formación Todos Santos, misma que en esta zona está representada por lutitas, areniscas y limolitas de color rojizo a guinda (Charleston, 1984). Además se han identificado andesitas y traquitas (Pueblo Viejo) de edad Jurásica en el área de Cintalapa, las cuales han sido descritas anteriormente.

Los estudios realizados por Carfantán (1978) en la parte sureste del estado de Chiapas concluyen que en el área de Motozintla se presenta un alóctono, el cual es conformado por rocas metavolcánicas, siendo las más importantes metandesitas, metatobas y metarolitas. A estas rocas se asocian macizos graníticos, diques anortosíticos, rocas básicas, gabros (Mazapa) y rocas ultrabásicas; metapiroxiénicas y metaolivínicas (San José Itzepec); todo ello como parte de un remanente de un probable arco magmático continental generado en el Mesozoico.

Delgado (1986) menciona la localización de cuerpos titaníferos en anortositas al norte de Motozintla, como "melange" de tobas, andesitas y grauwacas metamórficas, con la presencia de frecuentes rocas ultrabásicas (Anfibolitas). Utilizando el mismo análisis de Carfantán, Mauvois (1982) identifica y describe las mismas unidades, pero en el área de Chicomuselo.



TOMADO DE CONEY (1963)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	JURÁSICO TÁNDRIC
	BORGES BORGES ANTONIO
	RAMOS TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA No 10 1968

Por último y con base en el estudio de los procesos diagenéticos se sugieren interpretaciones tectónicas a partir de la distribución de dolomitas dentro de las calizas, bajo el efecto de vulcanismo asociado a dichos procesos. Para la formación de dolomías y de calizas bioquímicas, las rocas calcáreo-arcillosas en gran parte dolomitizadas en el área de estudio y de edad Jurásica, demuestran la teoría de la dolomitización por reflujo (Dotayes, 1979, en Rodríguez, 1983) el efecto diagenético conserva una dirección preferencial de la plataforma hacia la cuenca marina. En el caso de las rocas jurásicas la dirección preferencial es orientada hacia el noreste con respecto al Macizo de Chiapas; esto infiere que los depósitos calcáreo-arcillosos provienen de procesos volcánicos de ese tiempo debido a una gran efusión y lluvia de cenizas volcánicas, procedentes necesariamente de un arco magmático continental en la antigua posición del Macizo de Chiapas y que es evidente ya que en condiciones acuosas se formaron minerales arcillosos, magnesianos (illitas y beidolitas) que se transformaron gradualmente en dolomitas (Rodríguez, po cit.).

Por los argumentos antes descritos y los rasgos prevalectentes a nivel tectónico, se evidencia y es factible que durante el Jurásico Temprano se tuvo la presencia de un arco magmático continental del lado del Pacífico Sur. Según interpretación de Damon, Shafiqula y Clark (1982), quienes señalan que en el transcurso de dicho tiempo en el suroeste del área funcionaba una margen convergente, semejante a la actual permitiendo con ello prolongar hacia el sur, las formaciones volcanogénicas mesozoicas conocidas en el noreste y oeste de México a lo largo de la Cordillera Sur, desde Nevada hasta el actual territorio Chiapaneco. Para esté período se encuentran separados los bloques Oaxaca, Maya y Chortís (Dengo, 1989).

-Apertura del Golfo de México.

Las condiciones topográficas heredadas de la Orogenia Apalachiana se acentúan por efectos internos en el manto y se deducen fueron los presuntos responsables de las manifestaciones primarias de la apertura del Golfo de México, que se manifiesta como una cuenca estructural de "rift" (Buffler, et al, 1980).

Hacia el norte y nororiental del área de estudio se genera una margen divergente, cuyo efecto principal es la apertura del Golfo de México. Subsecuentemente da inicio la migración de los macrobloques Norteamérica, Sudamérica y África acompañados de los microbloques Oaxaca, Maya y Chortís. Las interpretaciones del proceder evolutivo de estos micro-bloques se inician con la propuesta de Carey (1958) quien interpreta que durante el Triásico el bloque Maya giró 135 grados en el sentido opuesto al de las manecillas del reloj, asimismo el de Honduras en 65 grados. Por su parte Viniegra (1971) considera al Golfo de México como resultado de la subsidencia de un sector continental hasta conformarse el fondo oceánico actual. Freeland y Dietz (1971) conceptualizan al bloque Maya en el Golfo de México y que durante el Jurásico Medio estos dos giraron 100 y 180 grados respectivamente en el sentido de las manecillas del reloj. Walper y Rowett (1972) y Helwing (1975) proponen un rompimiento y desplazamiento en el sentido contrario al de las manecillas del reloj. Uchupl (1973) fija al bloque de Honduras y gira al Maya 40 grados en sentido sinistral durante el Mesozoico Tardío. Gose y Swarts (1977) con base en estudios paleomagnéticos proponen que el bloque de Honduras se localizaba en el Pacífico Sur. Walper (1980) desplaza al bloque Maya hacia el oriente. Dengo (1983) propone ocupado al Golfo de México por el bloque Maya, que se desplaza hacia el sureste bordeando a la actual Provincia del Golfo de México, en su porción occidental, asimismo ubica al bloque Chortís (Honduras-Nicaragua) en el Pacífico de México. Buffler (1980-1988) sustentó al desplazamiento del bloque Maya en sentido contrario al de las manecillas del reloj, como resultado necesario de un acomodo "geométrico" apropiado con la configuración del cuerpo norte del cratón sudamericano.

Como se observa diversas teorías son propuestas sobre el origen de esta particular provincia geológica. No obstante, los numerosos trabajos realizados, aún sigue en discusión su origen, evolución y significado dentro del patrón geodinámico global.

La síntesis más reciente para interpretar el origen del Golfo de México, parte de que las cuencas de tipo margen divergente son similares a las cuencas de margen continental Circum-Atlántica como las generadas por la disgregación de la Pangea. Al respecto con base en varias columnas estratigráficas (Buffler, 1980) y modelos estructurales (Scott, 1984; Salvador, 1987) la región del Golfo presenta las características de un "Rift de Deriva" extensional con la formación de corteza oceánica en un tiempo corto y la consecuente subsidencia termal de las márgenes pasivas (Püger, 1981; Scardina, 1982; Nunn, 1984; Nunn y colaboradores, 1984; Sawyer 1984; Buffler y Sawyer, 1985; Buffler, 1988).

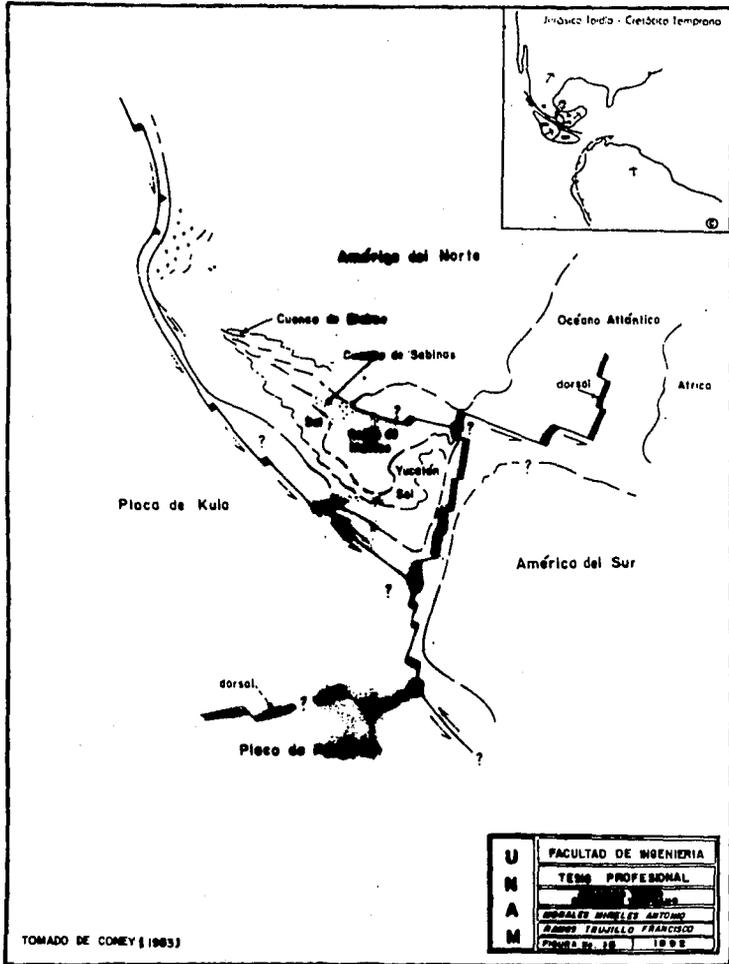
Este tipo de tectónica distensiva favoreció el desarrollo estructural de sistemas de bloques en extensión que a su vez provocó una margen pasiva y un patrón estructural de tipo "fosas y pilares", dando origen a una transgresión marina. El resultado final es el depósito de potentes cuerpos de evaporitas hacia las márgenes pasivas.

De acuerdo con la gran mayoría de las cuencas circum-atlánticas estas estructuralmente son diferentes. La cuenca del Golfo de México y áreas adyacentes difieren por que ésta ha sido sometida a una fuerte sobrecarga por esfuerzos provenientes de la Margen-Pacífica en subducción. Las cuencas Circum-Atlántica y en especial la Cuenca del Golfo de México están conformadas por una pequeña área de corteza oceánica, la cual es rodeada por una gran área continental; dicha cuenca se encuentra asólvada por sedimentos ricos en carbonatos con afinidad miogeosinclinal. Hacia la base se encuentran localmente gruesos estratos de sedimentos rojos no marinos (Formaciones Eagle Hills, la Boca, Todos Santos, Grupo huizachal) así como de evaporitas extensivas que son predominantemente de halita, cuyos espesores son variables y no se interdigitan con estratos marinos del Oxfordiano. Con base en esto, se pueden distinguir de aquéllas evaporitas predominantemente anhídricas del Jurásico Superior-Cretácico (de apertura) de las generadas en una zona de plataforma. Por lo que se concluye que dichas evaporitas predominantemente de halita son de carácter pre-marino y son típicas de encontrarse alrededor de las cuencas del Atlántico (Winker, 1988).

La extensión de la corteza del Golfo de México en tiempo y espacio es problemática ya que los estratos rojos continentales que cuentan con flora del Triásico Superior están presentes en algunas áreas de la parte este-central de México (Formación la Boca); dichos estratos inferen el inicio de la ruptura del Circum-Golfo. Sin embargo, áreas tales como la depresión de Sablnas y Chihuahua carecen de ellas; en el sureste de México aparentemente no se tienen. Más sus relaciones paleogeográficas son desconocidas para una demostración temprana de su vínculo.

A fines del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Fig. 16), termina el proceso de apertura en el Golfo de México, además, parece ser que el arco magmático continental de edad Jurásica, queda inactivo poco tiempo después de que termina la apertura del Golfo de México. El resultado de dicha apertura fue el desplazamiento del bloque Maya. Dicho desplazamiento por extensión en las márgenes fue más o menos de 800 km. Esto basado en la separación que se observa en la "Megacizalla Mojave-Sonora" en Sonora (Anderson y Silver, en Coney 1983). Al respecto por razones no esclarecidas el proceso de apertura que se manifiesta como un alargamiento del "rift" se convierte en una falla de tipo transformante, abarcando desde el noroeste de California hasta el sur de México, esta falla se denomina "Megacizallamiento Mojave-Sonora" (Anderson y Silver, 1979) o sea la discontinuidad Sonora-Monterrey, cuyo sentido de desplazamiento es "izquierdo". Por ello la porción suroeste, para este tiempo fue parte de América del Sur-Africa y los terrenos del noreste de América del norte. Así se explica que hacia la zona del Pacífico se generen arcos magmáticos de tipo andino, caracterizados por ser de carácter submarino los del norte y continentales los del sur y se consideran fueron generados por la subducción de la Paleoplaca Kula (Coney, 1983).

Asimismo para este período según Dengo (1989), se produce la sutura por colisión entre los bloques Maya y Oaxaca en la zona del Istmo de Tehuantepec, definida por la falla Salina Cruz.



Durante este intervalo las condiciones tectónicas fueron mas o menos estables, predominantemente en el Océano Pacifico, dadas las evidencias paleomagnéticas la paleoplaca Kula continúa desplazándose con dirección al sureste en relación con América del norte (Engelbretson, 1981, en Coney, 1983) mientras que en el Golfo de México se forman los depósitos de sal y arrecifes en un ambiente de plataforma, alrededor del mismo. A fines del Cretácico Temprano ocurre la separación de América del Sur y África en el Atlántico Sur (Coney, 1983).

En el área de estudio a partir del Cretácico Medio (Fig. 17) se presenta un período cuyos efectos se caracterizaron por una deformación de las rocas, nombrada informalmente como Orogenia Prelaramídica (PEMEX), la cual genera esfuerzos de tipo vertical que actuaron intermitentemente por zonas y por lo menos hasta el Paleoceno; dichos esfuerzos se caracterizaron por generar sistemas de fallas regionales de corrimiento lateral y horizontal, manifestándose este proceso principalmente en el norte de la Sierra de Chiapas.

Los esfuerzos verticales fueron generados por efecto de la extensión hacia el sur de las deformaciones tempranas de la sal asociados a su flujo de tipo gravitacional, propiciado a su vez por la rápida subsidencia de la Cuenca del Golfo de México (Buffer, et al, 1980). Otra hipótesis se sustenta en un movimiento diferencial isostático del basamento que produjo un cambio brusco en el nivel del mar (descenso), formando un afloramiento a lo largo del cual los desplazamientos diferenciales formaron bloques individuales, produciéndose un levantamiento (islas de Malpasos y Pichucalco) con respecto a otros que se hundían (Fosa Ixtapa, Cuenca Simojovel-Cambay) (Schlaepfer, 1972; Barragan, 1979; en Buffer, 1980).

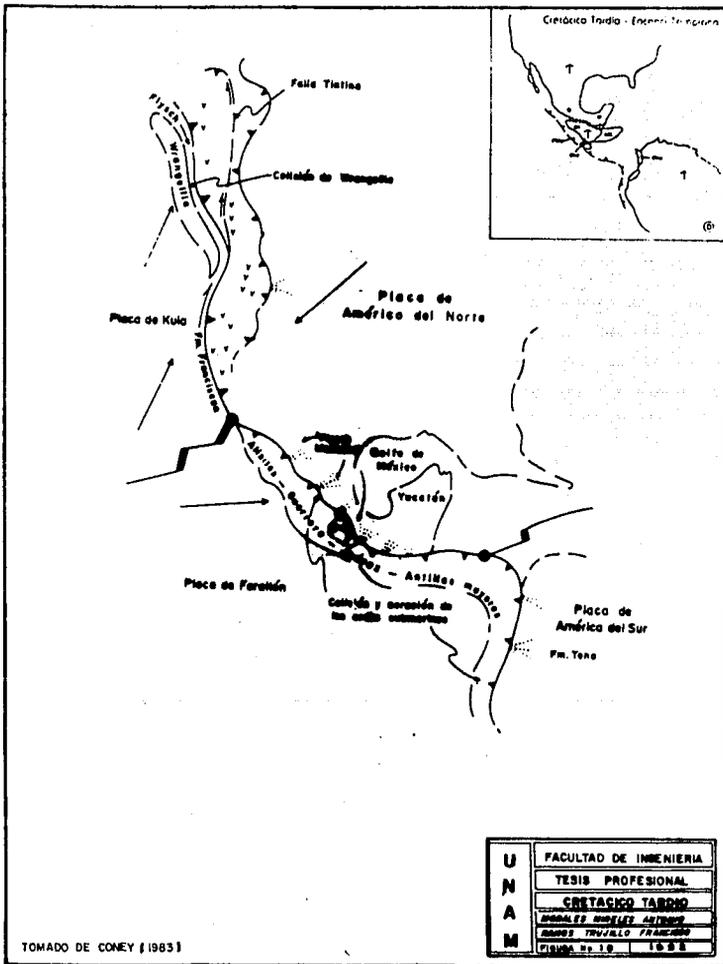
A fines del Cretácico Tardío da inicio el evento tectónico deformacional conocido como "Orogenia Laramide" (Coney, 1975, 1979 y 1983), la cual es definida por Coney como un cambio en los movimientos de la Placa Norteamericana hacia el noroccidente y occidente, generando con ello la asimilación de las Placas Farallón y Kula de la margen del Pacifico (Fig. 18).

Durante este tiempo México se encontraba bordeado por un arco de tipo andino, generado en el Jurásico Superior y que por efecto de la asimilación de las Placas Farallón y Kula se produce la migración de dicho arco hacia el noreste, en el Interior del continente (Anderson y Silver, 1974; Henry, 1975 y Coney, 1983).

El arco magnético bordeaba las costas occidentales de México y estaba interrumpido por una falla de transformación, que resulta en el límite de la porción oriental del bloque Maya con la placa oceánica del Pacifico Oriental (Aguayo, 1987). Dicho arco magnético con base en evidencia directa de campo y fechamientos radiométricos se deduce que ha migrado al oriente, desde hace 60 m.a. centrándose en la Sierra Madre Occidental, extendiéndose a lo largo de la costa sur, desde Cabo Corrientes al poniente de Guadalaajara hasta el actual Estado de Guerrero (Damon, Shafiqullah y Clark, 1981).

Es importante mencionar que no se han encontrado evidencias magnéticas referidas a esta orogenia en el estado de Chiapas (Damon y Montesinos, 1978). Pero es claro su efecto en la discordancia a nivel Cretácico Tardío-Paleoceno, como se observa entre las formaciones San Ricardo y El Bosque y que se refleja principalmente en las porciones central y noroccidental de la sierra de Chiapas.

Durante este período se manifiesta la formación (?) ó reactivación (?) del desplazamiento del sistema de fallas Polochic-Motagua. Se origina el desplazamiento de una porción de la margen continental, migrando con dirección sureste a lo largo de la costa actual del Pacifico, desde Cabo Corrientes, al poniente de Guadalaajara, hasta el Golfo de Tehuantepec, en Oaxaca y Chiapas. Dicho fragmento cortical es conformado por un basamento Paleozoico que actualmente constituye el sur de Guatemala y norte de Honduras-Nicaragua (Dinhelman, 1975; y Dengo, 1983). Este desplazamiento se realiza a lo largo de una falla de transcurencia como efecto del empuje y carga de la Paleoplaca Oceánica en subducción (Kula) en forma transversal al continente.



El sistema Polochic-Motagua es un fallamiento de tipo transforme que incluye a los sistemas Güico-Chikoy-Polochic, los cuales se observan al sur de Chiapas y norte de Guatemala y funciona como límite entre las placas de Norteamérica y el Caribe, con un movimiento lateral izquierdo, el cual está acompañado de estructuras que son clasificadas como de paso derecho; estas estructuras generan deformación, fallamiento inverso así como fallas de desplazamiento lateral (Rose y Colaboradores, 1973, en Delgado, 1986).

En el área de estudio la traza de la falla Polochic-Motagua se evidencia por una franja que se extiende desde la frontera con Guatemala hasta el Istmo de Tehuantepec, adentrándose a tierra por el río Tehuantepec (Gonzales, 1975). Dentro de dicho sistema de fallas se encuentran rocas que litológicamente fueron clasificadas y fechadas isotópicamente por el método de K/Ar (PEMEX). Muestras de protomilonitas y milonitas arrojaron edades del Eoceno (42 ± 1 m.a.), Oligoceno (32 ± 2 m.a.) y del Mioceno Temprano (21 ± 1 m.a.); estas edades confirman la idea de que dicho sistema ha estado activo por lo menos a partir del Paleoceno.

Es de hacer notar que además se analizaron en esta misma zona las siguientes rocas: diorita gnésica (142 ± 5 m.a.) Jurásico Tardío; diorita (39 ± 1 m.a.), Eoceno Tardío; granodiorita gnésica (167 ± 5 m.a.) Jurásico Medio y granodiorita (20 ± 1 m.a.), Mioceno Temprano. Asimismo, a inmediaciones de la falla y aún dentro de la zona triturada existen rocas afectadas por metamorfismo de tipo regional (esquistos, gnéises, anfibolitas y augen gnéises). En algunas porciones del sistema se incluyen grandes bloques de serpentinitas, elongadas en el sentido de dicho fallamiento (Case, 1980).

Como se puede observar es factible el argumento para estimar, que el sistema Polochic-Motagua ha estado funcionando a partir del Jurásico, con periodos de reactivación en el Terciario (Eoceno, Oligoceno y Mioceno), sin embargo esta deducción no está suficientemente apoyada con trabajos de campo (PEMEX).

Los efectos más importantes de la deformación Laramídica en el área de estudio se reflejan principalmente en la porción central y noroccidental de la Sierra de Chiapas, donde se manifiesta con un cambio en la sedimentación de carbonatos mesozoicos a terrígenos terciarios.

Con base a los procesos antes mencionados y por sus características se deduce que dichos efectos son por esfuerzos epigénicos, lo que se confirma con el incipiente plégameo en las rocas Jurásicas y Cretácicas; el resultado es la formación de bloques que forman pilares y fosas. Este fenómeno es apoyado con estudios paleoambientales y columnas estratigráficas terciarias; sus depósitos se encuentran en varias localidades, como se ha comprobado en diversas columnas de la región (Salmerón-Ureña, 1971-1975, en Sención, 1985).

Dicho cambio genera un nuevo basculamiento del sistema de bloques heredados del Cretácico, sin embargo, hacia la porción oriental predomina el depósito de carbonatos de plataforma siendo su relación con el Mesozoico más bien transicional y concordante, lo que denota de una manera importante que los efectos de dicha deformación son pequeños hacia la Plataforma de Yucatán.

Como consecuencia de la migración hacia el noroccidente de la Placa Norteamericana en su frente del Pacífico se manifiesta una zona de subducción con las placas de Farallón (que posteriormente se fragmenta para formar las placas Juan de Fuca, Nazca y Kula que es subducionada para dar paso a la placa de Cocos). El efecto de estos movimientos se manifiesta con el desplazamiento del arco magmático (Jurásico) que migra hacia el noreste, seguido por otros arcos magmáticos del Cretácico Superior (Anderson y Silver, 1974; Henry, 1975; Coney, 1985), (Fig. 19).

La cuenca terciaria prosigue su subsidencia mientras que la cuenca del Golfo sigue su hundimiento con solves terrígenos provenientes de la Sierra Madre Oriental (Wilson, 1987; en Santiago, 1980).

Por lo tanto dentro de la cuenca terciaria en Veracruz, Tabasco y Campeche, se presenta un fenómeno de subsidencia en forma discontinua de los bloques del basamento a partir del Cretácico Tardío, así como en la margen occidental de Banco de Campeche, como efecto del desplazamiento del bloque Maya, hacia el noroeste (Aguayo, 1987), esto basado en secuencias estratigráficas y su comportamiento a nivel estructural de afallamiento del tipo normal que genera bloques (Viniegra, 1971; Santiago, 1980; Peterson, 1984; Puerto, 1983).

Con base a lo antes mencionado, se deduce que dicha cuenca terciaria así como el Cañón de Campeche, son producto de la migración del bloque de Yucatán así como de la evolución del Golfo de México, con subsidencias intermitentes a lo largo del Oligoceno y Mioceno denotado con la presencia continua de horizontes discordantes (Santiago, 1984; Wilson, 1987 y Buffer, 1980).

En el frente suroeste la relación de la placa norteamericana es con la margen continental que migra con dirección sureste (Proto-Placa Caribe) sobre la traza del sistema de fallas Polochic-Motagua (De Coma, 1960; King, 1969; Malfait y Dinkelman, 1974; Karing, 1974 y Dengo, 1983). Dicho fenómeno se manifiesta durante el Mioceno con un "hiatus" magmático así como por la evidencia de que los sedimentos depositados desde el Mioceno hasta el Reciente no están sujetos a procesos subductivos (Karing, et al, 1978).

La configuración geométrica a nivel tectónico a fines del Mioceno Tardío es consecuencia de la interacción de tres placas tectónicas mayores, que han actuado con dicha configuración geométrica simultáneamente hasta la actualidad: las placas de Norteamérica, Cocos y Caribeña.

La placa continental de Norteamérica, con desplazamientos hacia el occidente y al suroccidente presenta los siguientes rasgos morfoestructurales, la Plataforma de Yucatán, el Cinturón Plegado (Anticlinorio de Chiapas), la Falla Salina Cruz, el Macizo Granítico-Metamórfico y el límite entre esta placa y la placa de Cocos, que es señalado por el sistema de Fallas Polochic-Motagua. Dentro de esta placa mayor se identifican bloques corticales menores, cada uno de ellos presentan sus propias características geológicas. El segmento de la placa Norteamericana de Interés para la presente investigación es la porción sur-sureste, que ha sido dividida en dos bloques denominados Oaxaca y Maya, ambas de naturaleza cratónica. El límite entre estos bloques lo conforma una zona de fallas imperfectamente definida nombrada Salina Cruz, que atraviesa al Istmo de Tehuantepec en dirección N-S.

La Placa del Caribe es muy compleja ya que está conformada por corteza de tipo continental, transicional y oceánica, de diferentes edades y espesores. La corteza continental se conoce como bloque Chortís y es parte de una pequeña área del sur del estado de Chiapas. Su desplazamiento inicial fue hacia el NE, posteriormente hacia el oriente; Con base en estudios geofísicos de los focos sísmicos, la frontera norte de la placa Caribeña, se inicia a la altura del Golfo de Tehuantepec, exactamente en la desembocadura del río Tehuantepec (Gonzales, 1975), con el sistema Polochic-Motagua, recorre el Golfo de Tehuantepec, para luego adentrarse a tierra por el estado de Chiapas a la altura del poblado de Mapastepec y salir por Motozintla, para continuar en Guatemala hasta Honduras donde converge con el sistema Jocotán-Chamelcon; ambos sistemas se unen con la trinchera de Centro America. Este sistema es relevado en el sur de la cuenca de Yucatán por el conjunto Swan-Caiman-Oriente, los cuales convergen en el norte de la Hispanola con la Trinchera de Puerto Rico (Calmus, 1986).

La paleoplaca de Kula al ser subduccionada, da paso a la actual placa de Cocos, conformada en su totalidad por corteza oceánica. Al oeste limita con la dorsal del Pacífico Oriental, al sur con la dorsal de Galápagos. Su desplazamiento general es hacia al NE.

En el área de estudio y de acuerdo a la geometría que le imprime las placas Norteamericana, Cocos y Caribe, conforman en su interacción las unidades tectónicas denominadas Trinchera Mesoamericana (en subducción) y al sistema de fallas Polochic-Motagua (falla transformante).

La trinchera Mesoamericana presenta una anchura de aproximadamente 100km y se extiende desde Cabo Corrientes al poniente de Guadalajara, México, hasta la Península de Nicoya en la República de Costa Rica, una distancia aproximada de 2,600 km. En el área de estudio se identifica batimétricamente por las isobatas de 5,000 y 6,000m hacia el oeste y sureste de la dorsal de Tehuantepec, correspondiente a las costas de Oaxaca, Chiapas y la República de Guatemala. La parte más profunda de la trinchera (6662 ± 10m) se localiza frente a la frontera México-Guatemala (Transversal de Guatemala) a unos 115 km de la costa. La zona de inclinación de "Benioff" se determinó en 15 grados para la zona de México y 21 grados para la de Guatemala (Bradley y Drake, 1978). De la misma manera, los vectores de desplazamiento relativos (subducción) entre una zona y otra son de N35E, N20E respectivamente. Es de hacer notar que según Drummond (1961) y Sánchez (1978), las velocidades de subducción deducidas son del orden de los 8.25 y 8.68cm al año para las regiones primera y segunda, respectivamente. La tendencia de la trinchera muestra un paralelismo con la cadena de volcanes cuaternarios así como a la de la costa en el área de Guatemala; su sismicidad infiere que la expresión superficial de la zona de "Benioff", se inclina hacia la cadena de volcanes (Dengo, 1973).

La Interacción de estas unidades tectónicas y el inicio de la subducción de la placa de Cocos, genera un cambio muy importante en el régimen de la Proto-Placa Caribe, dando como resultado su individualización como placa tectónica, la cual es conformada por un arco de polaridad este (Antillas Menores) y un arco con polaridad suroeste (America Central) con límites transformantes y transpresivos (Dickinson y Coney, 1983).

En el estado de Chiapas, el proceso de subducción se manifiesta a lo largo del Mioceno Tardío, con una deformación nombrada como Chiapaneca (Antillana). Sus efectos principales generan en el Macizo Granítico-Metamórfico, una reactivación magmática, que provoca el emplazamiento de rocas intrusivas de composición calcocalcina; granitos, granodioritas, tonalitas y en menor proporción gabros y diques de doleritas de piroxeno, todo ello acompañado de un metamorfismo de tipo dinámico que dió por resultado una gran variedad de rocas cataclásticas, protomilonitas, milonitas y brechas volcánicas; estas son representativas en la zona de fallas que se localiza a lo largo del flanco suroccidental del Macizo de Chiapas.

A nivel superficial se denota un fallamiento de tipo normal y de corrimiento lateral que complican las relaciones estructurales de las secuencias mesozóicas y cenozoicas, principalmente al noreste del Macizo de Chiapas, y una deformación nivel regional de tipo en echelón, característico de un movimiento transpresivo (Sánchez, 1969, 1978 y 1979; Meneses, 1977; Charleston, 1982; Ortuño, 1980 y Ortuño-Ruiz, 1986).

A lo largo de la sierra de Chiapas durante el Plioceno y Pleistoceno, las fallas de desplazamiento lateral continúan activas, causando el emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición granodiorítica y diorítica, así como de coladas lávicas de composición andesítica de homblenda y biotita. En estas zonas de debilidad cortical se manifiestan a nivel superficial aparatos volcánicos cuyos materiales efusivos están compuestos principalmente por cenizas volcánicas, tobas, aglomerados y brechas volcánicas. Dichas estructuras se conocen con los nombres de Tzontehuitz, Venustiano Carranza, Huitepec, Navenchauc, Campo Union (Chichón) y Tacaná, en la actualidad los dos últimos son activos a la fecha. (Fig. 20)

Estas estructuras y manifestaciones magmáticas, en conjunto parecen definir un arco volcánico arqueado y semiparalelo a la trinchera Mesoamericana, al cual nombran Arco Moderno Chiapaneco (Damon y Montesinos, 1978). Estas estructuras se relacionan en tiempo con la Faja Volcánica Transmexicana y vulcanológicamente con la estructura del Soconusco el Tacaná y la Cadena de Volcanes Centroamericanos. Es importante mencionar que el volcán Tacaná no pertenece a dicho arco moderno chiapaneco, ya que este es parte de la cadena volcánica Centroamericana. La evolución tectono-magmática del área de estudio presenta a través de su desarrollo evolutivo siete eventos tectónicos: Acadiano, Apalachiano, Nevadiano, Prelaramídico, Laramídico, Chiapaneco (Antillano) y Cascadiano (Fig. 21).

ERA	SISTEMA	SERIE	PISO
CENOZOICA	CUATERNARIO	RECIENTE	
		PLEISTOCENO	
	TERCIARIO	PLIOCENO	
		MIOCENO	
		OLIGOCENO	
		EOCENO	
PALEOCENO			
MEZOZOICA	CRETACICO	SANTOCHRISTIANO	
		CAMPANIANO	
		SANTOPIANO	
		CACTACIANO	
		TURONIANO	
		CEANOTIANO	
	JURASICO	ALBIANO	
		ARTESIANO	
		SARREMIANO	
		CONIANTIANO	
	TRIASICO	VALANCIANO	
		MELISSIANO	
		TITONIANO	
		KIMERSHOLANO	
PERMICO	STROVIANO		
	CALLOVIANO		
	BATHONIANO		
SUPERIOR	SAJCIANO		
	IASICO		
MEDIO			
INFERIOR			
PALEOZOICA	PERMICO		
PRECAMBRICO			

CASCADIANO

CHIAPANECO (ANTILLANO)

LARAMIDICO

PRELARAMIDICO

NEVADIANO

APALACHIANA

ACADIANO

PEMEX, (1967)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	EVERTON TESTEROS
	MIGUEL MARLEY ANTONIO
	RAMON TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA NO. 11 - 1968

4.2 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

En el área de estudio en respuesta a los episodios tectónicos antes descritos, se formaron por efecto de las deformaciones, diversas provincias de carácter morfotectónico cuyos estilos son marcadamente diferentes.

Es de hacer notar que el estilo tectónico del basamento en su configuración muestra los rasgos de una tectónica en distensión donde el afallamiento es de tipo normal, esto basado en que en ninguna parte donde éste ahora existe el basamento granítico deformado, por lo que las deformaciones y plegamientos del área en cuestión son exclusivos de la secuencia sedimentaria Mesozoica-Cenozoica (Gutiérrez, 1982). Dicha tectónica de distensión que se evidencia en el basamento y que dió origen a un sistema estructural de horst y grabens, con una orientación preferencial WNW-ESE originados por los diferentes episodios tectónicos, siendo el más importante el Laramiico.

La combinación de dichos efectos del tectonismo y en especial los que han actuado en la sierra de Chiapas, dieron origen a la formación de cinco provincias de carácter morfotectónico y cuyos límites se han fijado con base en trabajos realizados por geólogos de PEMEX (1965), así como por el análisis de imágenes de satélites por Sánchez (1978).

-Provincia del Macizo Granítico-Metamórfico de Chiapas:

El Macizo de Chiapas constituye el corazón de la sierra Madre de Chiapas, aflora con una orientación NW-SE sensiblemente paralelo a las costas del Pacífico, su longitud es de aproximadamente 250 km, con un ancho de 70km, es más angosto en su extremo SE que en el NW; su límite oeste se localiza en el Istmo de Tehuantepec, mientras que hacia el sur es cortado por componentes del sistema de fallas de tipo transcurriente Potochic-Motagua (De la Rosa, et al, 1969).

Uno de los rasgos estructurales más notorio que cruza a este elemento, es la falla Potochic-Motagua, ésta falla pone en contacto a dos regiones geológicas muy diferentes en el estado de Chiapas.

-Provincia de Fallas de Transcurrencia:

La provincia de Fallas de Transcurrencia (conocida también como Fosas y Pilares), comprende las áreas de Tuxtla Gutiérrez y San Cristóbal de las Casas, en dicha región se distinguen grandes alineamientos hasta de 200Km de longitud que señalan el paso de las fallas que dan lugar a pilares (horsts) armados por rocas carbonatadas cretácicas y fosas (grabens) azolvados con terrígenos principalmente terciarios. En todos los casos las fallas están orientadas WNW-ESE, estructuralmente pertenecen al sistema de fallas de corrimiento horizontal en la que se identifican dos subsistemas. Área Occidental con orientación noroeste a sureste, se extiende desde la presa de Malpasos hasta Ixtapa, está conformado por bloques vasculados y desplazados uno con respecto del otro, lo que dió como origen a la formación de fosas tectónicas; esta provincia alberga a las fosas denominadas Fortuna, Malpasos e Ixtapa, que se encuentran intensamente plegadas por efecto de las cabalgaduras de los pilares. En la Fosa de Ixtapa al NW de San Cristóbal de las Casas se aprecia que los pilares constituidos por roca caliza de edad cretácica que enmarcan la fosa, comprimieron los sedimentos miocénicos alojados en ella, e incluso se advierte que las fallas tienen una actitud de tipo inverso, este fenómeno se acentúa al WSW de San Cristóbal de las Casas al desaparecer completamente la Fosa de Ixtapa, bajo los bloques de calizas y dolomitas cretácicas que las limitan (Sánchez, 1978).

Esta área alberga a las fallas: Quintana Roo, La Venta, San Fernando, Malpasos-Muñiz, Chilcoasén-Malpasos y Chacté-Ocosingo.

El área oriental comprende al segundo subsistema con fallas que se alinean E-W, con un desplazamiento de bloques hacia el oriente, se observan grandes cabalgaduras de rocas de edad cretácica sobre estratos

de edad miocénica. Dichas fallas son la Yajalón, Bajucú, Huixtán, Oxchuc y Chacté-Ocosingo, siendo más evidente las estructuras Inversas en las fallas Yajalón y Chacté-Ocosingo, estos a inmediaciones de los poblados que dan su nombre, donde el bloque cabalgante pasa sobre los sinclinales Chifón y Simojovel, en cuyos estratos afloran rocas del Mioceno Medio (Sánchez y López, 1978). Asimismo, enmarca a los anticlinales: Ocozacoatlán, El Sumidero, Mono Palado, Chenalhó, Cancuc, San Cristóbal, Oxchúc, Nazareth y Comitán y los sinclinales: La Venta, Malpaso, Ixtapa, Larrainzar, Tenejapa, Chanal y Tenango (Meneses, 1966).

Poco se sabe acerca de las dimensiones de los desplazamientos de las fallas tanto en el sentido vertical como horizontal, se infiere que el salto a rumbo de la mayor parte de ellas es de varias decenas de kilómetros. Esto con base a los efectos que causan sobre los flancos de los sinclinales (fallas Yajalón y Ocosingo).

De las observaciones llevadas a cabo en esta provincia es probable que sobre de ella hayan actuado las fases tectónicas, Nevadana, Laramídica, Chiapaneca y tectónica reciente (Fig. 22).

Es importante mencionar que la gran mayoría de geólogos consideran como parte de la Provincia de Fallas de Transcurrencia a las estructuras del Sinclinatorio Central y Anticlinorio Comalapa. Sin embargo, según De la Rosa y Colaboradores (1969), consideran a cada una de las estructuras como provincias particulares.

Basados en el hecho de que los rasgos estructurales del sinclinatorio central, son marcadamente diferentes a la provincia de Fallas de Transcurrencia, en el sentido de que el afallamiento transcurren de orientación E-W en esta zona es prácticamente nula, sus principales estructuras son los sinclinales Grijalva y Copoya (Fig. 23).

Por su parte el Anticlinorio de Comalapa (Fig. 24) se aísla de la zona de transcurrencia, por medio del Sinclinatorio Central, que se interpone entre ambas, por lo tanto su tectónica está más bien asociada a efectos laramídicos, interrumpidos tan sólo por el sistema de fallamiento Polochic-Motagua (Burkart, 1963; en De la Rosa et al, 1969). Sus principales rasgos estructurales son una serie de anticlinales denominados: El Diamante, San Vicente y Chicomuselo y los sinclinales Sittepec y Bellavista.

-Provincia de Simojovel:

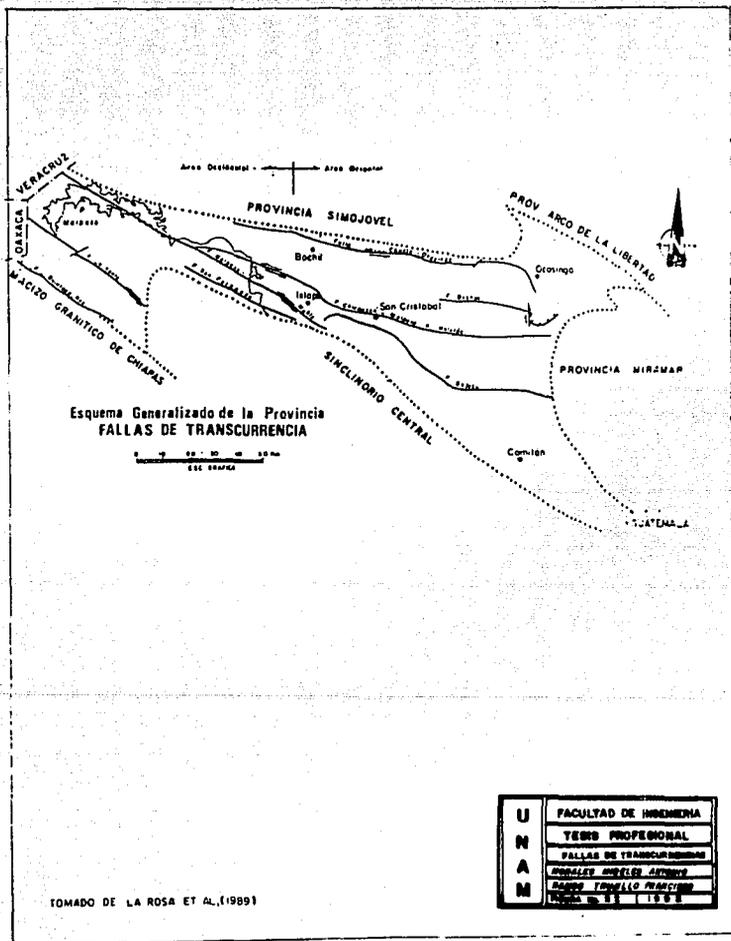
Se localiza en la porción central y norte del estado de Chiapas, se caracteriza por estructuras armadas en sedimentos Terciarios y cuyo estilo estructural fue el resultado de movimiento de fallas rumbo deslizantes, antes mencionadas, generándose un conjunto de plegamientos de tipo "en echelon" cuya orientación preferencial es NNW-SSE. Se asocia comúnmente a fallas Inversas longitudinales formadas durante el Mioceno (Sánchez, 1979) y que conservan en el subsuelo a la columna mesozoica. La provincia presenta una vergencia hacia el noroeste, en donde se formaron las estructuras productoras de petróleo de la zona Tabasco-Chiapas (PEMEX, 1987).

Entre sus estructuras más importantes se encuentran los anticlinales; San Pedro, Chapultenango, Chibol y los sinclinales; Simojovel, Oxolotán, Ixtacomitán y Maspac; así como de las fallas Iztantúc-Sontic, Pueblo Nuevo y Yajalón (Fig. 25).

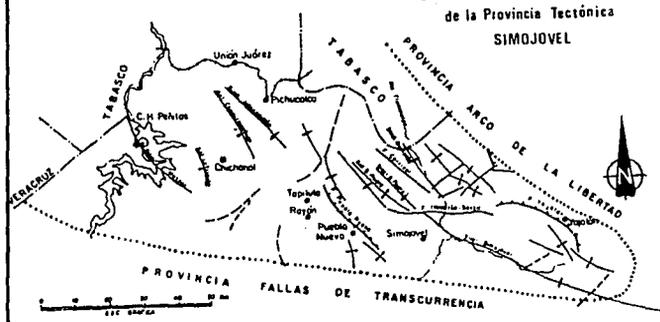
Estas estructuras probablemente se formaron entre los períodos Mioceno y Plioceno.

-Provincia Arco de la Libertad:

Se localiza en la porción oriental de la sierra de Chiapas, entre la Ciudad de Villa Hermosa y el río Usamacinta. Por efecto del evento tectónico chiapaneco se generó una área caracterizada por ser una franja que se estructura por una serie de anticlinales estrechos y alargados, que alcanzan grandes



Localización y Estructuras principales
de la Provincia Tectónica
SIMOJOVEL



INWADC DE LA ROSA E' AL. (1989)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	SIMOJOVEL
	ROSALES MARILEY ANDRÉS
	CAMPUS TABASCO FRANCISCO
FIGURA No. 11 1989	

longitudes, del orden de los 60Km, orientados paralelamente y separadas entre sí por fallas Inversas longitudinales y fallas de corrimiento lateral que eliminan a los sinclinales. Su vergencia es principalmente hacia el NW siendo la estructura más representativa el anticlinal denominado Arco de la Libertad, cuyo frente nororiental se infiere cabalga sobre la porción sur de la Plataforma de Yucatán.

La orogenia que mayor influencia tuvo en estas deformaciones estructurales fue la Cascadiana, la cual ocurrió del Mioceno al Plioceno.

En esta provincia es indudable la influencia de la porción evaporítica del Cretácico sobre la geometría de dichos plegamientos, hecho claramente observado en el poblado de Yaxchilán (López y Colaboradores, PEMEX, 1978).

Dentro de esta provincia se podría mencionar a las estructuras siguientes; fallas Tumbalá y Yaxchilán; entre los anticlinales se encuentran el Tumbalá, Guayaza, Bachajon, Usumacinta y Bonampak así como de los sinclinales Santa Clara y Lacanjá (Fig. 26).

-Provincia de Miramar:

Se localiza al sureste de la Provincia de Fallas de Transcurrencia, al sureste de Ocosingo y noreste de Comitán. Se caracteriza por anticlinales en "abanico" y en "caja" en estratos de calizas cretácicas, cortadas por fallas inversas longitudinales que cabalgan sobre los sinclinales; hacia el sureste de la provincia se tienen anticlinales con clara geometría cómica y que infieren son originados por la acción intrusiva de las evaporitas.

El rasgo más destacado es la falla Inversa, denominada Honduras, que penetra en la República de Guatemala y que junto a la falla Jalisco conforman el límite suroeste con la provincia de Fallas de Transcurrencia; asimismo esta provincia se ve influenciada en su geometría por efecto de las evaporitas cretácicas.

Las estructuras mas importantes son las fallas Honduras, Jatate y Pacayal, sus anticlinales son Jalisco, Egipto y Honduras, mientras que sus sinclinales son: Yalchilic y Tzaconejá (Fig. 27).

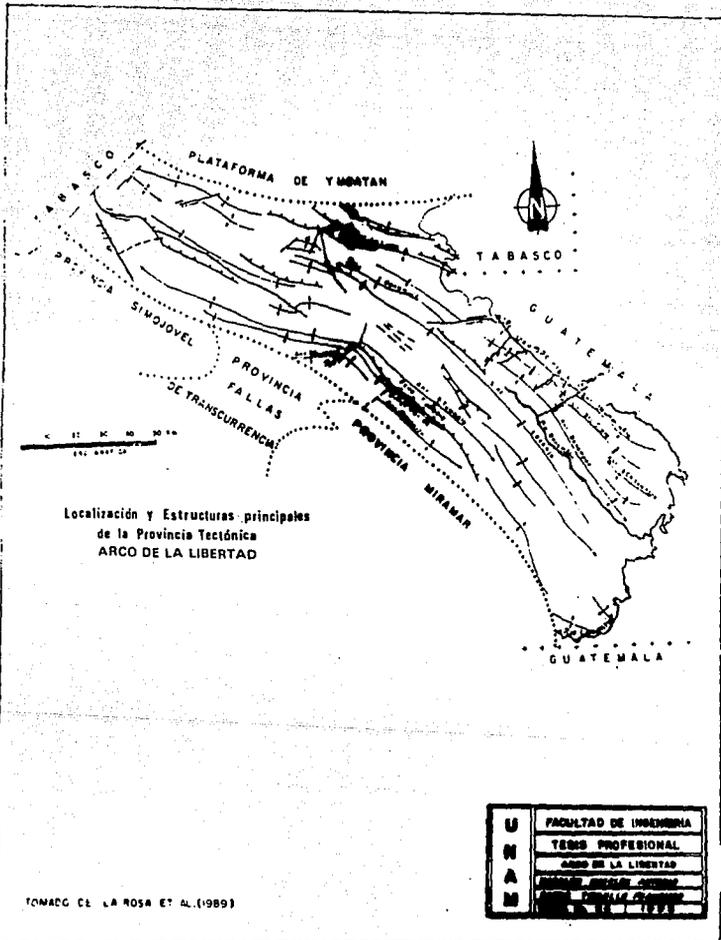
-Provincia de la Plataforma Chiapaneca

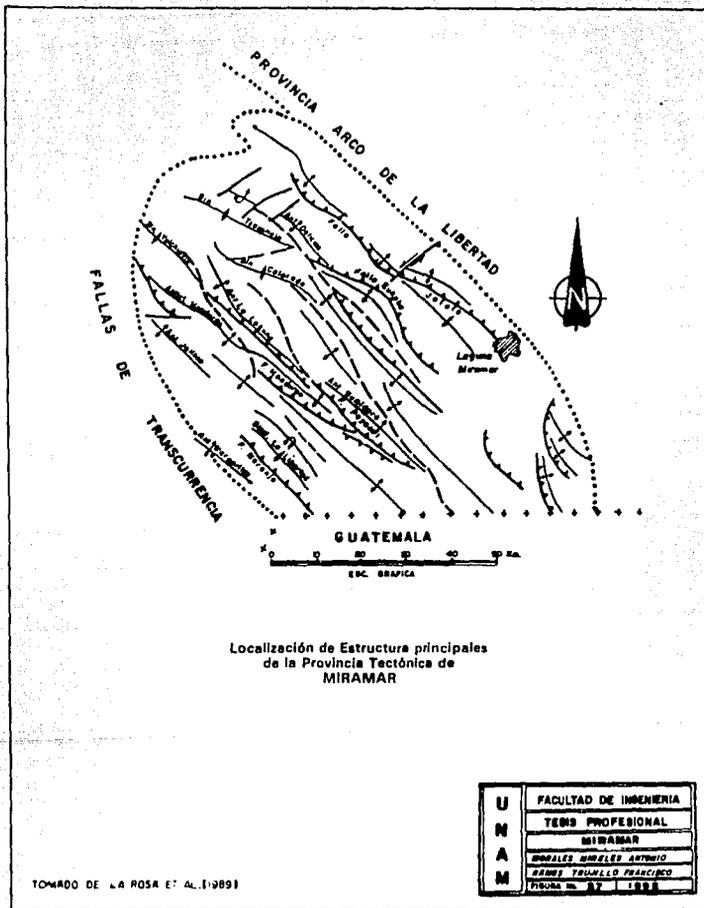
En esta zona (dado los límites del área de estudio), sólo se definirán aquéllas estructuras que se encuentran frente a la costa pacífica de Chiapas, la parte sur de Oaxaca y el extremo suroeste de Guatemala.

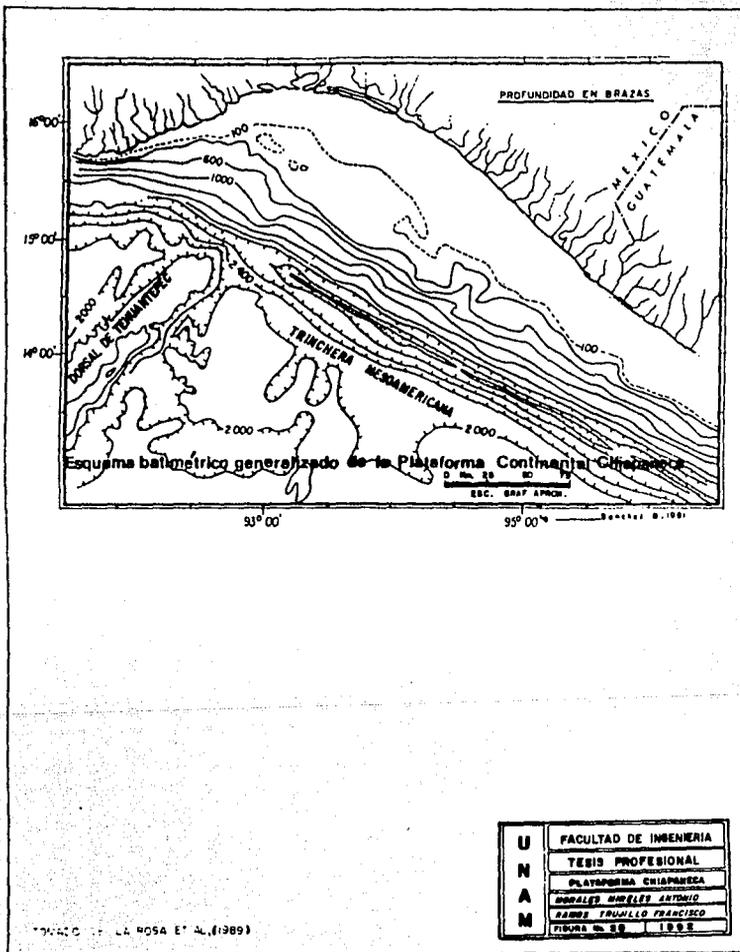
Basados en datos gravimétricos de Sánchez (1978), y anomalías de Bouguer de PEMEX, se ha definido que el rasgo mas característico detectado por gravimetría es la Trinchera Mesoamericana, este bajo gravimétrico se centra en el eje topográfico mostrado en la figura (Fig. 28).

En la misma figura se define un alto gravimétrico en el borde de la plataforma 20mgal, mayor que lo correspondiente en Guatemala, por lo que se infiere que rocas de alta densidad se encuentran más cercanas a la superficie en Chiapas. La anomalía más notoria es el alto de hasta 50 mgal; que se concentra a la altura de las Lagunas Superior e Inferior y Mar Muerto. esto indica que rocas de alta densidad (probablemente intrusivos básicos cenozoicos), están relativamente más cercanos a la superficie en esta área.

Asimismo se define la traza de la falla Polochic, denotado por la separación de dos zonas a la altura de Mapastepec, y es susceptible de continuar hacia el este, pasando por el poblado de Motozintla, para posteriormente adentrarse en Guatemala.







-Provincia de la cuenca Terciaria:

Sus límites son al norte, con la Plataforma Continental del Golfo de México, al sur los primeros plegamientos frontales o estrabaciones de la sierra de Chiapas, al este con falla de Frontera y la cuenca de Macuspana y por el oeste la cuenca Salina del Istmo. Por ello queda enmarcada en la porción media-central del Estado de Chiapas. Sobresalen dos sistemas estructurales principales; el primero formado por estructuras de tipo anticlinal de morfología alargada o cómica, cuyos ejes están preferentemente orientados hacia el NNW-SSE, cortados a su vez por fallas inversas y fallas normales, algunas de carácter regional, que los dividen en bloques de dimensiones variables.

Subparalelamente a los ejes de las fallas se delimitan estructuras que denotan una morfología en anticlinales los cuales están influenciados por los niveles evaporíticos del Jurásico; dichas masas intrusivas de sal, asociadas a las fallas inversas así, como a la orientación irregular de las fallas normales, sirvieron como superficie de despegue y permitieron, con base en su plasticidad, la formación de pliegues en "abanico" y "caja" originando que posteriormente se facilitara el movimiento de la sal a través de los planos de las fallas inversas para alojarse entre los sedimentos arcillo-arenosos del Terciario. Las estructuras antes mencionadas son manifestaciones del resultado de esfuerzos de compresión (transpresión). La Intensidad de los esfuerzos que deformaron al paquete mesozoico fue tan grande que permitió la presencia de grupos hasta de 3 a 4 estructuras, dando origen a verdaderos complejos como los denominados Antonio J. Bermúdez, cuya área es de aproximadamente 285 Km² y el de Jujo-Cardenas-Bellota de 800 Km². Dichos esfuerzos se generaron durante los eventos tectónicos Laramídico y Chiapaneco.

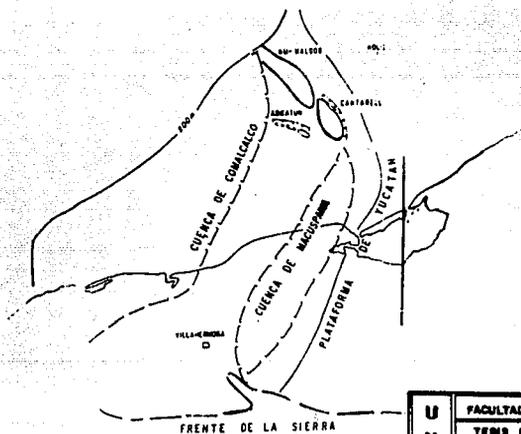
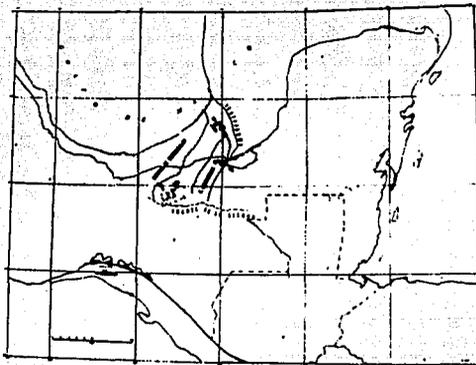
Con el fin de conjuntar toda la información estructural obtenida del área en cuestión y desde un punto de vista más práctico se analizó al segundo sistema estructural de la Provincia de cuencas Terciarias junto con las estructuras morfotectónicas de la zona marina denominadas: cuenca Marina Salina, cuenca Marina de Comalcalco, Pilar Reforma-Akal y la cuenca Macuspana Marina. Con base en que los rasgos y estilos estructurales que los conforman a nivel continental se infiere su prolongación hacia dicha zona marina (Santiago, et al, 1960), (Fig. 29).

Los elementos estructurales que limitan a las cuencas de Macuspana y Comalcalco son: la primera de ellas está limitada al oriente por la falla Macuspana, por el occidente con la falla de Frontera. Basándose en los límites del área de estudio se considera únicamente la subcuenca de Comalcalco que limita al oriente con la falla Comalcalco y al occidente con la cuenca Salina del Istmo. Dichas estructuras se asocian con el mecanismo que formó a las fallas contemporáneas (lístricas). La falla principal es la de Comalcalco con una orientación NE-SW, su movimiento originó la caída al noroeste, dicho movimiento generó la formación de fallas secundarias subparalelas, la mayoría de estas presentan una caída al SE (Fallas Antitéticas). Dichas fallas se prolongan hacia el Golfo de México, donde conforma un arreglo de aparente canal alargado con terminación en el talud continental.

No se descarta la posibilidad de que la falla de Comalcalco se flexione hacia el occidente hasta converger con la zona de domos salinos, basándose en la tendencia que muestran las fallas lístricas; asimismo, como lo denota la configuración sísmica por reflexión y refracción del área, se infiere que dicha falla encierra a la zona de domos salinos (Santiago, et al, 1960).

Con respecto a la cuenca de Macuspana su deformación parece estar asociada al patrón de sedimentación de las arenas. Basándose en estudios sísmológicos de reflexión y refracción, dicha cuenca se prolonga hacia el mar (Golfo de México) en donde es limitada por la intersección de las fallas de Frontera y Macuspana, las cuales actúan como fallas de tiempo, es decir en forma sincrónica con la sedimentación, permitiendo el depósito de una gruesa secuencia del Mioceno (González, 1975).

Estructuralmente entre las cuencas marinas y continentales de Comalcalco y de Macuspana resalta como un alto estructural (horst) el llamado pilar tectónico Reforma-Akal, con buzamiento general hacia el SW,



TOMADO DE MENESES, 1984

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	CUENCA TERNABARRAS
	DONALDO GONZALEZ GONZALEZ
	PADEPE TERNABARRAS
	AGOSTO DE 1984

limitado por la prolongación hacia la zona marina de las fallas de Comalcalco, Frontera y Macuspana, su límite NE lo constituye el talud continental de la porción NW de la Plataforma de Yucatán.

Desde el punto de vista económico-petrolero es la provincia tectónica más importante de la zona de estudio y posiblemente la del país, ya que toda la producción petrolera del área marina se localiza en ella.

-Provincia de la Plataforma de Yucatán:

La península comprende a los estados de Campeche, Yucatán y Quintana Roo. Se le considera como una plataforma que empezó a emerger a principios del Terciario, no presenta rasgos estructurales relevantes, prevaleciendo los echados muy suaves, prácticamente horizontales. Los rasgos estructurales más relevantes los conforman aflamiento y fracturamiento con una orientación general NE-SW y caída de bloques al SE, donde se alojan el curso del río Hondo, la Laguna de Bacala y la zona pantanosa baja de Chetumal y Corozal, todos ellos localizados en la porción sur del estado de Quintana Roo. En las márgenes del río Hondo, se observó fracturamiento manteniendo la orientación general y dando lugar a lomeros bajos; con base en monitoreos de sísmica se consideran a las fallas de tipo regional y que se prolonga hacia la zona marina del Caribe.

Los rasgos superficiales más notables en el estado de Yucatán son al NW la estructura representada por la sierra de Ticul, que presenta un rumbo preferencial NW-SE su altura varía de 50 a 100m. con respecto a la planicie; cerca del poblado de Tekax, llega a tener elevaciones de hasta 150m con una longitud de 118 Km, la cual se observa caracterizada por un auténtico escarpe de falla cuya pendiente más suave se orienta hacia el SW. Asimismo, se denota un antiguo límite de costa, hacia el NE se presenta la pendiente más fuerte del homoclinal. En la misma dirección a 16 Km se tiene dolinas alineadas, por lo cual se infiere un fracturamiento paralelo a la sierra de Ticul; hacia el SW se tienen aflamientos normales los cuales se intersectan para formar un ángulo agudo con la sierra de Ticul, generándose el valle de la región de Uxmal (CRM, 1985).

Con una longitud de aproximadamente 180Km de diámetro y localizada al NW de la Ciudad de Mérida, se ha definido una estructura circular (Chicxulub), la mitad de esta estructura se encuentra a nivel continente y se complementa hacia la zona de la plataforma marina. En el continente es evidenciado por estructuras de dolinas y poljes que conforman el perímetro de la estructura. Esta estructura se asocia a un impacto meteorítico de fines del Cretácico, aun que a la fecha no se ha determinado con exactitud su origen (Dietz, 1991).

Al sureste de Campeche existe la llamada Meseta Tectónica de Zoh- Laguna, la cual denota esfuerzos verticales. Esta estructura coincide con un cuerpo de yesos de la Formación Icalche. Se encuentra bordeado por aflamientos de tipo normal y disolución relacionada con uvalas y poljes, las rocas presenta ondulaciones y plegamientos en forma dómica.

Con base en el análisis estadístico de la Provincia de Yucatán, por medio de la rejilla de Schmidt, se han definido dos tendencias estructurales, casi perpendiculares entre sí, la primera de rumbo N42W que caracteriza a la porción Occidental y de N38E definida para la porción Oriental (EXYCO, 1989).

-Provincia del Banco de Campeche:

Comprende a la Planicie Costera del Golfo en su porción norte y occidente de la península, limita al norte con el mar territorial, al occidente con la cuenca Marina de Macuspana y el pilar tectónico Reforma-Akal, en su porción suroccidental con la depresión del Canal de Yucatán en el Caribe. Esta provincia funcionó como elemento rígido soportando los esfuerzos durante la evolución tectónica del área marina, por ello no presenta rasgos estructurales importantes.

- Provincia del Canal de Yucatán:

El mar Caribe y áreas adyacentes incluyen prominentes crestas oceánicas y enormes zonas de fallas, lo cual constituye una topografía diversificada y abrupta. El elemento estructural más importante que enmarca dicha provincia es el llamado Canal de Yucatán que es una depresión abrupta cuya profundidad promedio es del orden de los 2000 msnm. La zona comprendida entre las cotas batimétricas de 1000m es relativamente paralela a la margen del continente, con excepción de la región cercana al Banco Chinchorro, en donde adopta una forma circular (atolón), la cual rodea a dicho banco (Del Castillo y Vivas, 1973). En dirección hacia el occidente se presentan dos crestas (descritas por Bale, 1970; en Del Castillo y Vivas, 1973) denominadas Cresta Interna y Cresta Externa; estos dos escarpes están separados por una depresión que conforma pequeñas cuencas. La Cresta Interna presenta una orientación paralela al borde continental, sin embargo, la Cresta Externa hacia la Isla de Cozumel cambia su lineamiento al NE y se extiende en dirección de la Isla de Cuba.

4.3 SISMOTECTONICA

Con base en el análisis realizado por diversos autores en diferentes partes del mundo, se ha determinado que la principal actividad sísmica que se genera alrededor del mundo, es producto de la interacción de los bordes de las placas corticales. Bolt (1968), considera que el 90% de la energía liberada por los sismos es a través de las zonas de subducción y solo un 5% en zonas de acreción.

De la inspección de mapas de contornos de sismicidad Mundial (Lomnitz, 1974; Vanness, et al, 1984, en Dengo, 1989) y en especial México, resulta evidente la estrecha relación existente entre su sismicidad y los rasgos neotectónicos mayores activos (Faja Circumpacífica), (Fig. 30).

De las cartas sísmicas que abarcan el área de estudio (Fig. 31) se muestra que la región se encuentra bajo la influencia de focos sísmicos activos tanto a nivel continental como submarinos, lo que evidencia de manera indirecta, la interacción de las Placas de Norteamérica, Cocos y Caribe, las cuales convergen a la altura del Golfo de Tehuantepec (Delgado, et al, 1986).

Es importante mencionar que no existe una correlación directa entre las provincias tectónicas definidas anteriormente, con base en similitudes estructurales, estratigráficas y geomorfológicas, y las zonas donde actualmente existen deformaciones neotectónicas.

Basándose en las anomalías gravimétricas de aire libre positivas definidas en el Océano Pacífico (Fig. 32) es evidente el paralelismo entre las líneas de isosismicidad y la Trinchera Mesoamericana, ésta sismicidad se le nombra de tipo Pacífico (Lomnitz, 1974, en Delgado, 1986), (Fig. 33). Sin embargo no resulta el mismo paralelismo cuando se trata de correlacionar al vulcanismo con la misma Trinchera, a pesar de que el vulcanismo neogénico sigue en términos generales la línea isosísmica de 1×15 ergs/km²-año.

Según Suárez y Ponce (1990), la actividad sísmica en esta región es principalmente de dos tipos; por un lado los sismos asociados directamente con el proceso de subducción en las costas del Pacífico, esta a su vez se subdivide en sismos de subducción y sismos que ocurren en el interior de la placa (Fig. 34).

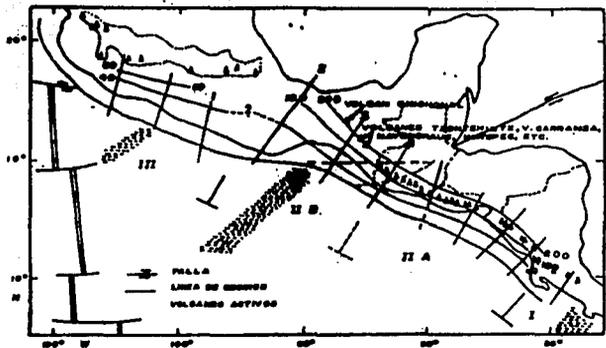
En la misma figura se aprecia la delimitación hacia el norte de la distribución de los focos sísmicos profundos, que se generan en el interior de la placa.

Los sismos asociados directamente con el proceso de subducción, reflejan principalmente el movimiento relativo existente entre las placas de Norteamérica y la de Cocos, siendo estos los más frecuentes en México; sus magnitudes varían de 7.5 a 7.9 (Ms) (Singh, et al, 1984). Sin embargo la máxima magnitud esperada es del orden de los 8.4 (Ms).

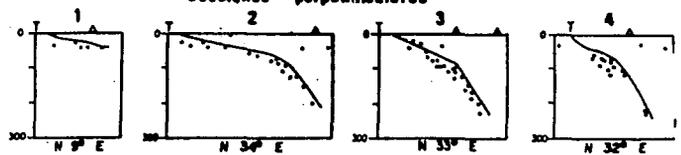
De acuerdo a las profundidades focales cuantificadas en otros sismos de subducción en México, se estima que sus profundidades serían del orden de los 20 a 25Km (Chae y Stewart, 1982; Sing, et al, 1984; UNAM., Selsmology Group, 1986).

En la zona marítima del Istmo de Tehuantepec se ha identificado la Brecha, Gap, o Vacancia sísmica de Tehuantepec, su longitud aproximada es de 180 a 200Km. Cabe aclarar que su longitud precisa no está bien definida ya que su límite sur es un tanto incierto.

Los sismos en el interior de la placa en subducción son de carácter tensional, sus profundidades focales varían de entre los 50 y 200Km. Esta sismicidad es representada por un tipo de temblores generados cuando se rompe la superficie de la litósfera oceánica en subducción y que ocurre por lo general a profundidades de 40 a 50Km.



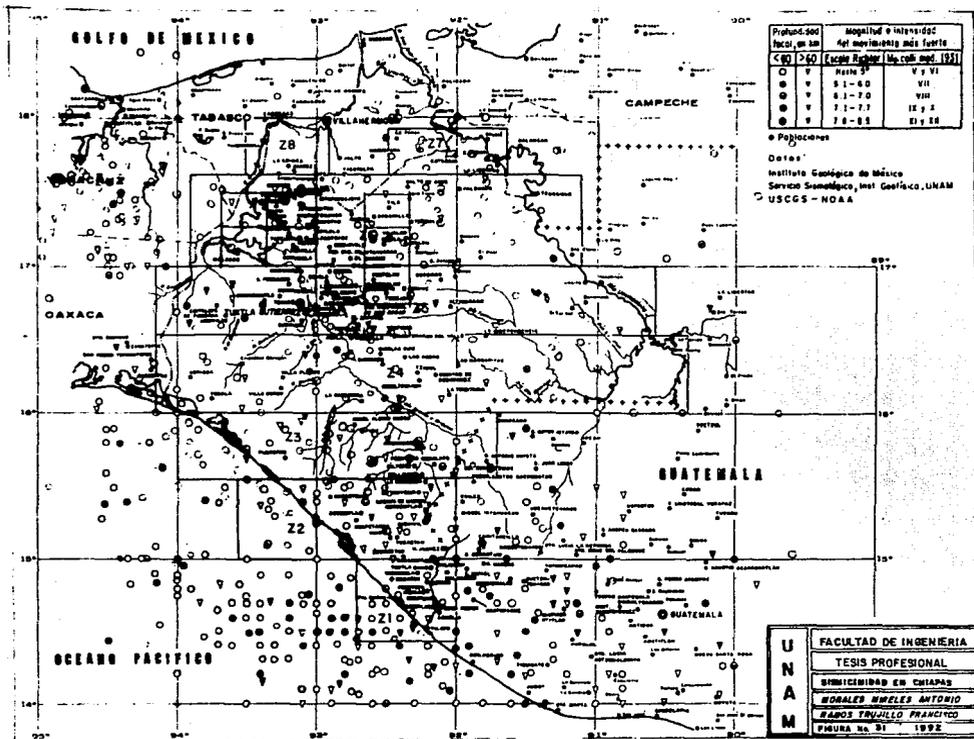
secciones perpendiculares

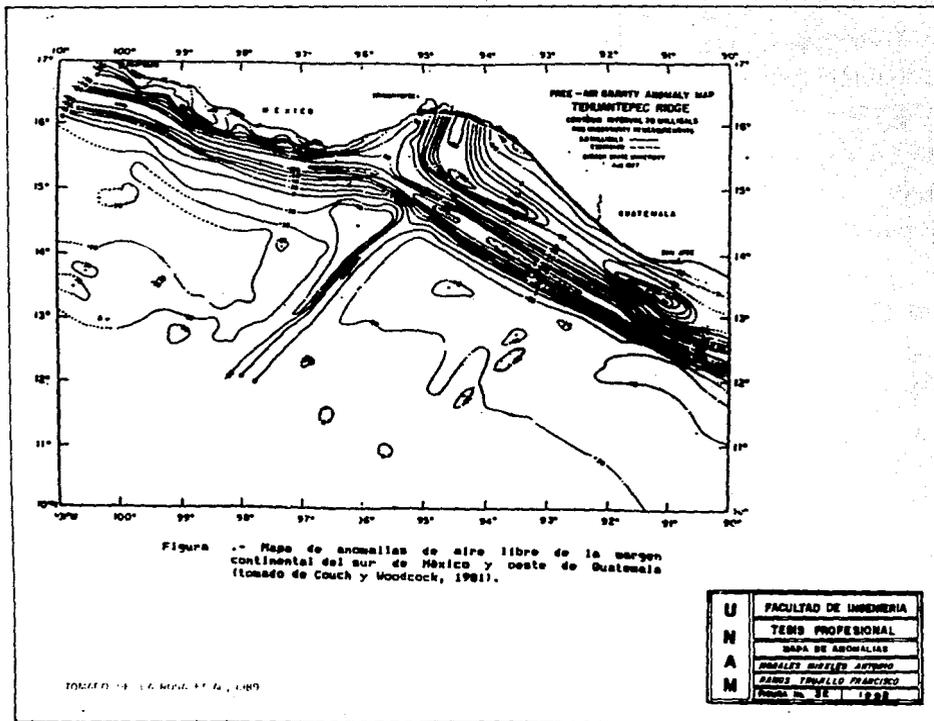


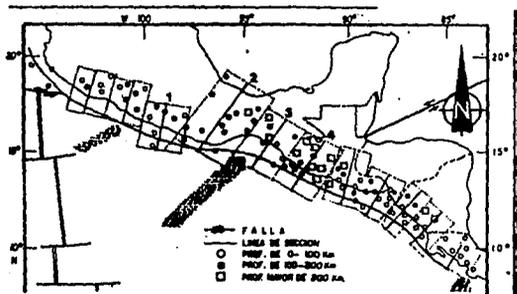
E. VANESS Y OTROS / 1984

TOMADO DE LA ROSA ET AL. 1989

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TEMA PROFESIONAL
	RASGO SISMICO
	PROFESOR QUE DIO AYUDA
	PAIS Y CIUDAD FRANCESA
	Toluca, M. D. C. 1984







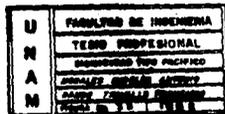
Localización generalizada de hipocentros en la Costa Pacífico

G. Vanness y otros, 1964



SECCIÓN PARALELA A LA TRUNCHERA MESOAMERICANA

TONAZO DE LA ROSA ET AL., 1989



Los sismos del segundo tipo comprenden a los sismos superficiales; son aquellos que ocurren a profundidades menores a los 25Km y a nivel continental. Estos se clasifican en sismos que ocurren a lo largo de las costas del Golfo de México, sismos asociados a estructuras de transcurrencia, sismos ligados al sistema de fallas Polochic-Motagua y sismos de la Bahía de Campeche, es evidente que ha existido una serie de sismos localizados a lo largo de la costa suroccidental del Golfo de México. En general este tipo de sismos son de magnitud moderada, menores a 5.0 (Ms) y se concentran cerca de las ciudades de Coatzacoalcos y Minatitlán en el estado de Veracruz (Fig. 35). Hacia el noreste y este de dicha zona la sismicidad se reduce drásticamente en frecuencia y magnitud máxima observadas.

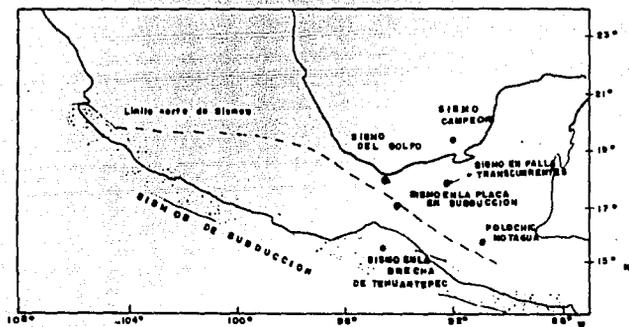
Los sismos asociados a las estructuras transcurrentes en el noroeste de la sierra de Chiapas, sugieren un sistema de fallas transcurrentes orientadas en dirección SW-NE, que afectan rocas que van desde el Precámbrico hasta el Mioceno Tardío, y en algunos casos incluye a rocas recientes. Estos lineamientos son representados por fallas discretas con una longitud máxima de entre 20 y 30Km. La longitud máxima inferida correspondería a un sismo de magnitud entre 5.8 y 6.0 (Ms), por lo tanto su profundidad varía entre 10 y 15Km, como sucede en muchos otros ejemplos de fallas transcurrentes en el mundo (Dalgado, et al, 1986).

Otro tipo de sismos son los denominados grandes sismos ligados al sistema de fallas Polochic-Motagua, han producido en el pasado reciente importantes sismos del orden de los 7.6 a 7.8 (Ms).

Estos grandes sismos están estrechamente ligados únicamente con el sistema de fallas Polochic-Motagua y restringidos a la zona de Guatemala. Por último en la Bahía de Campeche se han manifestado eventos sísmicos relativamente infrecuentes y de bajas magnitudes del orden de los 1.0 (Ms). Su distribución es aleatoria y se estima que sus profundidades son del orden de los 15Km. Estos podrían ocurrir a una distancia de entre 10 y 15Km de la plataforma de Campeche (Suárez y Ponce, 1990).

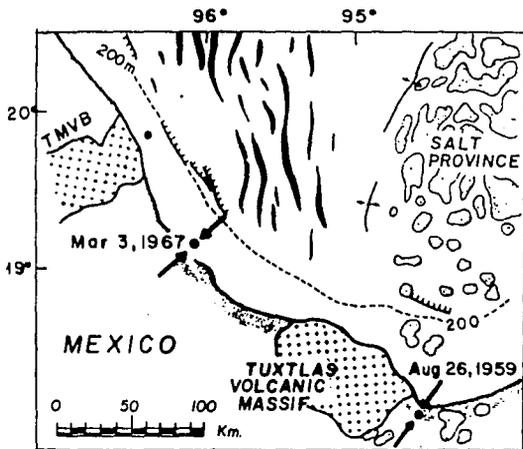
La mayor concentración de focos sísmicos se concentran en el límite con la República de Guatemala y frente a las costas del Pacífico en el Soconusco. Por tanto, después de Oaxaca, Jalisco y Guerrero, Chiapas ocupa el cuarto lugar en energía liberada.

SISMOS EN EL INTERIOR DE LA PLACA



SUARES Y PONCE (1998)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	SISMOS INTERIORES
	RODRIGUEZ MARTEL ANTONIO
	RAMOS TAMAYO FRANCISCO
	FIGURA No. 24
	1998



CONACI DE LA UNAM E. N. 989

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESES PROFESIONALES
	REGION DEL GOLFO
	UNIVERSIDAD AUTONOMA DE TUXTLA, GUERRERO MAYO 21 1964

5. METALOGENIA REGIONAL

5.1 INTRODUCCION

El presente estudio metalogénico se realizó con base en el análisis e interpretación de Informes geológico-mineros existentes del área de estudio; de ella se definió y sustentó a nivel regional la distribución en tiempo y espacio de los principales concentraciones de elementos metálicos y de los yacimientos minerales que los contienen, todo ello referenciado a un determinado marco geotectónico.

A nivel regional, se tiene como objetivo enmarcar las condiciones geológicas favorables para la formación y desarrollo de los yacimientos minerales, atendiendo a todos los rasgos geológicos que han contribuido a la creación de concentraciones de elementos metálicos, así como el precisar con base a esta información, la conformación y delimitación de zonas metálicas, definidas por sus asociaciones de elementos metálicos predominantes, los cuales pueden comprender uno o varios tipos de yacimientos, pertenecientes a determinadas épocas metalogénicas.

Para lograr el fin deseado, fue necesario que la información geológico-minera se analizara en forma sistemática, mediante el auxilio de sistemas de cómputo, lo que permitió definir las tendencias regionales de mineralización, tanto por el tipo de asociación mineralógica como por las características de los yacimientos predominantes, atendiendo al marco geológico en que se desarrollaron.

De esta información se seleccionaron todos aquellos parámetros geológicos que tuvieran un mayor significado metalogénico, obteniéndose gráficas y listados que ayudaron a la interpretación de la evolución de los yacimientos minerales, así como de su distribución geográfica.

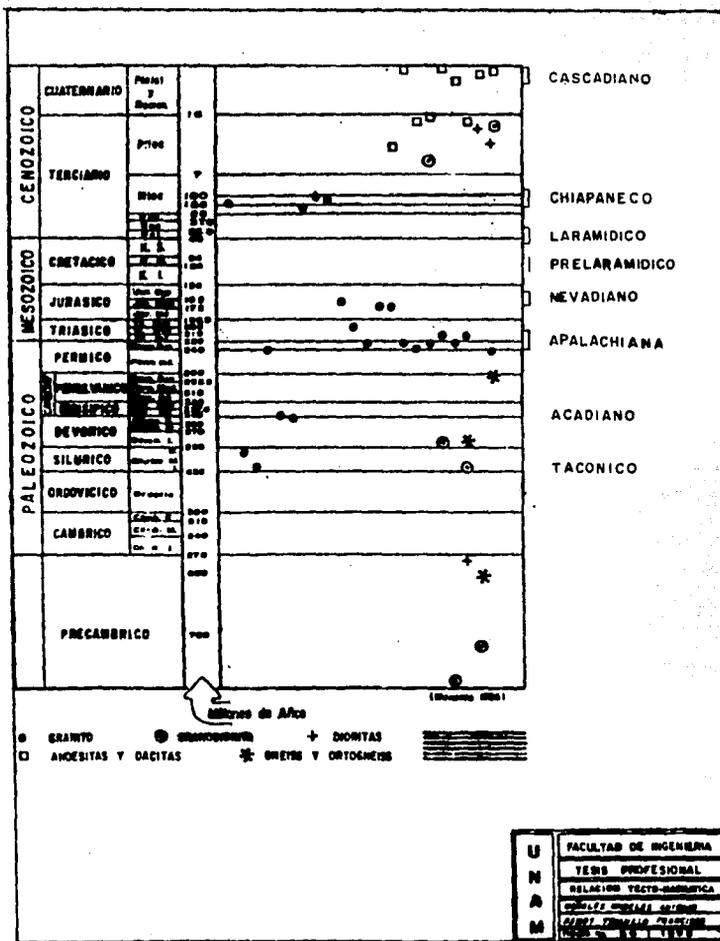
5.2 RELACIONES TECTONO-MAGMATICAS Y METALOGENESIS

En los estudios consultados de carácter metalogénico realizados en la República Mexicana, se aprecia que tomando como base las reconstrucciones paleogeográficas, se estableció que las condiciones preexistentes a las anomalías tectono-magmáticas condicionan la generación y distribución de las concentraciones metálicas.

La porción sureste de México en su evolución paleogeográfica muestra la acción de diversos eventos geodinámicos, manifestándose a través de efectos estructurales y estratigráficos, reconocidos por el plegamiento y fallamiento de las secuencias sedimentarias, así como por el emplazamiento de rocas ígneas, intrusivas y extrusivas.

Datos disponibles a la fecha revelan dos diferentes tipos de manifestaciones en el emplazamiento de rocas ígneas: El que constituye el basamento de todas las rocas sedimentarias, considerado como parte integral del basamento al macizo granítico-metamórfico de Chiapas, asimismo se han reconocido un sin número de efusiones de edades mesozoicas, cenozoicas y recientes, según se puede atestiguar en las diferentes columnas estratigráficas elaboradas en esta zona. La Figura 36 presenta un cuadro simplificado de los principales eventos tectónicos reconocidos y el fechamiento de algunos cuerpos intrusivos, que permiten reconocer la relación que existe entre dichos efectos tectónicos y su emplazamiento.

La composición química que presentan la gran mayoría de las rocas ígneas que constituyen el macizo granítico-metamórfico de Chiapas y gran parte de los cuerpos intrusivos emplazados dentro del área de estudio, se encuentra representado por granitos, dioritas y granodioritas, presentando variaciones laterales dentro de esta composición, asimismo se tiene la presencia de cuerpos hipabísales y derrames lávicos de carácter andesítico, en la localidad de Cintalapa y Pueblo Viejo.



Su distribución geográfica a nivel regional de las diferentes manifestaciones magmáticas y metamórficas hasta ahora reconocidas en el área de estudio, se observa en la figura 37.

A través del análisis de informes geológico-mineros proporcionados por el Consejo de Recursos Minerales, así como datos recopilados en la Dirección General de Minas, conducen a interpretaciones sobre la génesis de las concentraciones metálicas, donde se reconoce que el proceso de mineralización mantiene una evolución controlada fundamentalmente por el emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición calcoalcalina del Terciario Medio-Superior, mismos que presentan una distribución geográfica controlada por sistemas estructurales de la zona.

Por otro lado, se ha determinado la existencia de una relación directa del basamento en el control y distribución de los yacimientos minerales (Campa y Coney, 1982). En este sentido el basamento resulta de gran importancia, desde el punto de vista que ocupa el estudio metalogénico, ya que permite establecer hipótesis de sus efectos sobre el desarrollo de las asociaciones mineralógicas, tomando en cuenta además de su distribución geográfica, la acción que ejercen los cuerpos intrusivos sobre el basamento.

Esta relación genética se comprueba a través de la distribución regional de localidades mineras, que coinciden preferentemente sobre las zonas de manifestaciones ígneas, reconocidas hacia la parte centro-occidental y sur del estado de Chiapas, generándose la formación de las principales zonas metalogénicas del sureste de México, identificadas por sus asociaciones metálicas.

5.3 CONFIGURACION DE ZONAS METALICAS

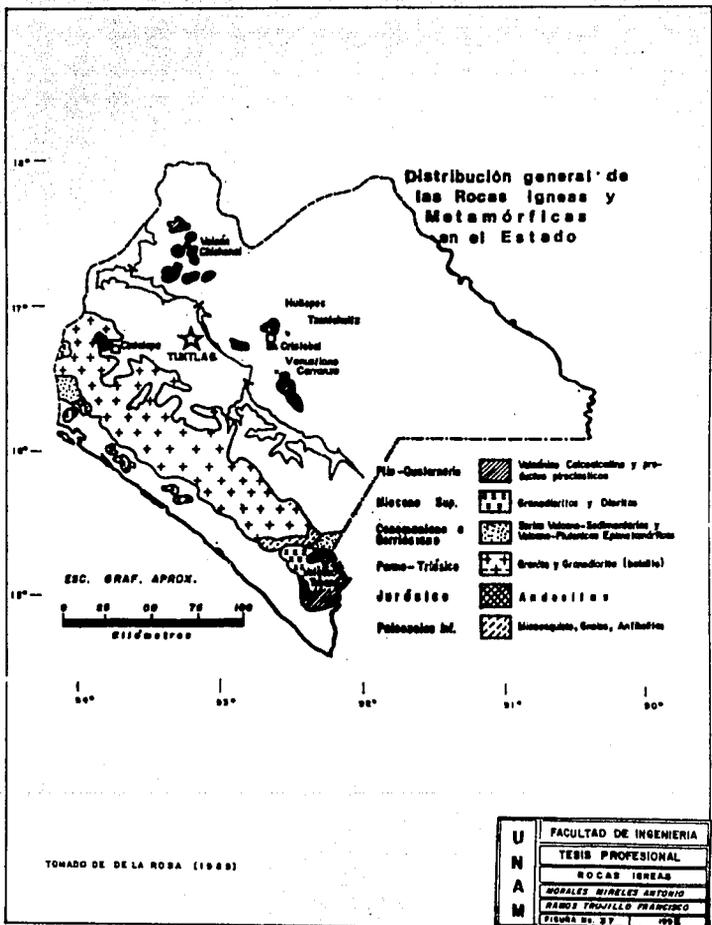
La porción del sureste de México, no obstante su extensa superficie, incluye un reducido número de yacimientos y anomalías metálicas, cuya distribución geográfica muestra una mayor concentración en la porción centro-occidental y sur del estado de Chiapas, mismos que han sido explotados a través del tiempo por la pequeña y mediana minería. Cabe señalar, que el estado de Chiapas es el único representante de producción minera en minerales metálicos, en el sureste del país.

En el presente capítulo se define la configuración y delimitación regional de estas concentraciones metálicas con base en sus asociaciones mineralógicas predominantes y sus respectivas características metalogénicas, tomando en cuenta los siguientes parámetros: coordenadas geográficas, elementos metálicos, leyes y tonelaje, roca encajonante, estructura mineralizada, tipos de yacimientos predominantes y génesis de la zona, así como sus épocas metalogénicas y marco geológico de formación.

La principal limitante para conocer y definir su origen, así como la configuración de estas zonas metálicas, es el escaso número de datos disponibles y el reducido volumen de información, sin embargo con el auxilio de un sistema computarizado para el tratamiento de la información recopilada, se logró la conformación de zonas metálicas, mediante la captura de datos distribuidos espacialmente en su ubicación geográfica.

Como resultado de lo anterior, se observa una tendencia a nivel regional en la localización y distribución de los yacimientos minerales, los que adquieren una configuración en zonas, presentándose en formas alineadas y subparalelas a la actual línea de costa sobre el Océano Pacífico; estas zonas se encuentran definida por la predominancia de uno o varios tipos de yacimientos y/o anomalías que pueden pertenecer a diferentes periodos de mineralización (Fig. 38).

Del reconocimiento de estas zonas, se advierte que las principales concentraciones de yacimientos metálicos que existen en el sureste de México definen 7 zonas metalogénicas, las cuales se encuentran constituidas por las siguientes asociaciones: zona polimetálicas Ag,Pb,Zn (Au) y Pb,Zn,Ag (Au), zona Ferrífero-Cuprífera, caracterizada por la asociación Fe-Cu (Au-Ag), zona auro-cuprífera (Au-Cu), zona de lateritas (suelos lateríticos). Asimismo se han reconocido algunas zonas anómalas de cromo, níquel, zirconio,



ZONAS METALOGENICAS DEL SURESTE DE MEXICO

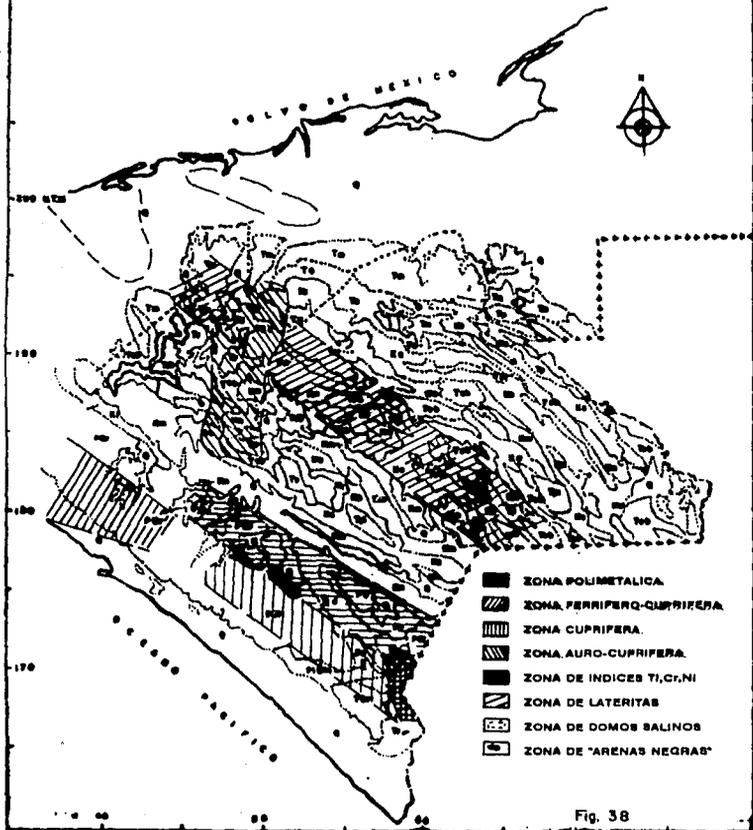


Fig. 38

Ilmenita, litio y manganeso, algunas de ellas como el zircón y la ilmenita se localizan sobre depósitos costeros, tanto para las costas del Pacífico como para el Golfo de México, así como en depósitos aluviales, estas zonas presentan una configuración irregular y poco definida y una distribución errática, además de una zona de Domos Salinos, localizada en el estado de Tabasco.

En el presente estudio se utilizará el término de zona metálica para definir en forma generalizada la distribución de los yacimientos y anomalías minerales, que corresponden a las asociaciones ya señaladas. La causa de que no se les haya definido como franjas metálicas o provincia metalogénica a la distribución de tales yacimientos, se basa en el reducido número de yacimientos que engloba, dado que estos son términos representativos de una distribución regional de grandes concentraciones de elementos económicamente explotables.

A continuación se realiza la descripción de cada una de estas zonas y su relación con su ambiente metalogénico.

5.3.1 ZONA POLIMETALICA

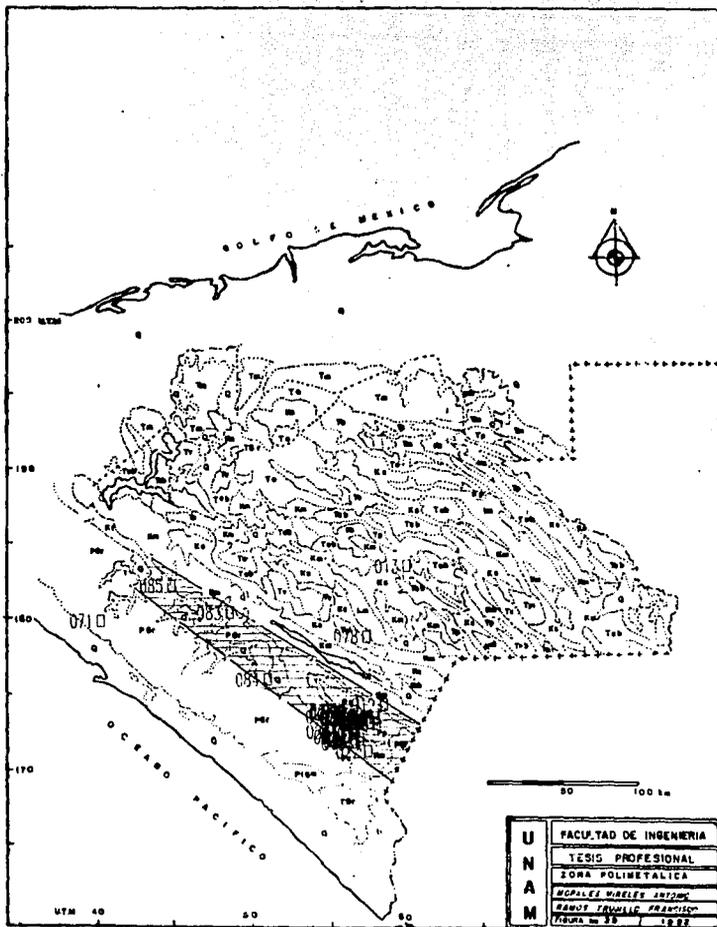
Una gran porción del estado de Chiapas comprende al macizo granítico-metamórfico, en donde se localiza el mayor número de concentraciones metálicas hasta ahora reconocidas en el sureste de México, ubicadas tanto en sus proximidades como dentro de este elemento tectónico.

Sin embargo, el carácter tan abrupto de la topografía existente en esta área así como la densa cubierta vegetal y la casi nula existencia de vías de comunicación han dado lugar al poco conocimiento de estos yacimientos minerales.

Por otro lado, debido al reducido número de yacimientos y/o anomalías reconocidas en esta área, han obligado que la configuración de esta zona quede enmarcada por la asociación de dos grupos polimetálicos característicos, el de plata dominante Ag, Pb, Zn (Au), representados por los yacimientos de Nueva Morelia, Gritaderos, Pacayal y Pijijilapan, entre los más importantes, y un segundo grupo del plomo dominante Pb, Zn, Ag (Au), asociación que se reconoce en las minas La Victoria, Lajerío e Ixtapa. Asimismo cabe señalar la presencia de yacimientos de metálicos con la asociación mineralógica de (Au-Cu), representados por los yacimientos denominados Pijijilapan y Gritadero I, localizados en el área de Concepción.

Estas asociaciones conforman con base en su predominancia mineralógica una zona única, reconocida con el nombre de zona polimetálica, que define al conjunto de yacimientos y/o anomalías que contienen la asociación de elementos base con la presencia de metales preciosos Pb, Zn, Cu (Au-Ag). La asociación de estos grupos favorecen y generan la zona metalogénica mejor definida del sureste, ya que esta se encuentra constituida por un 40% del total de las concentraciones de elementos metálicos reconocidos. (Fig. 39). Sin embargo, su irregular distribución geográfica impiden el poder conocer en forma precisa, las dimensiones de esta zona, por lo que su configuración se dejaron abiertas para posteriores estudios metalogénicos.

Las dimensiones y forma de esta área quedarán definidas a partir de sus límites extremos, donde se han reconocido concentraciones de elementos metálicos, de tal forma que esta área presenta 175km largo por 48 km de ancho en promedio, con una dirección preferencial al NW-SE, definiendo una zona alargada que corre en forma subparalela al macizo granítico-metamórfico y a la actual línea de costa del Océano Pacífico.



Esta área se distribuye sobre la vertiente nororiental, hacia el Golfo del macizo cristalino, prolongándose al sureste de Chiapas sobre las secuencias sedimentarias paleozoicas y mesozoicas en las regiones de Chicomuselo y Bellavista, a una distancia aproximada de 20km de la frontera con Guatemala, abarcando en su distribución geográfica, parte de las provincias fisiográficas del macizo cristalino y de la depresión central de Chiapas.

Su límite noroccidental superior lo integran los yacimientos localizados en los municipios de Melchor Ocampo y Villa Flores, denominado "Las Minas", que se localizan al S70°E de Tuxtla Gutiérrez a una distancia de 55 km en línea recta, que se ubicada por las coordenadas geográficas 93°00' longitud oeste y 16°50' latitud norte.

Al sureste se limita por los yacimientos ubicados en el área de Siltepec reconocidos como "La Hacienda" y "Parralito", delimitados por las coordenadas geográficas 15°40' 00" a 15°40' 30" latitud Norte y 92°16' 00" a 92°16' 40" de longitud Oeste, identificados con los números 034 y 048, en la Fig. 39 y en el plano de localización (Fuera del texto).

Se puede observar dentro de su configuración que, en la región de Melchor Ocampo-Villa Flores, la zona polimetálica presenta un valor mínimo en el ancho de 20km extendiéndose y ensanchándose al SE de Chiapas hasta el municipio de Chicomuselo, donde adquiere un ancho máximo de 50km, cabe señalar que en esta área se reconoce la mayor densidad de concentraciones metálicas, que se encuentran emplazados en las secuencias sedimentarias que constituyen la roca encajonante, fundamentalmente dentro de las Formaciones Todos Santos y Paso Hondo, así como en su contacto entre estas.

Dentro de los yacimientos que caracterizan a la asociación polimetálica se tiene la predominancia de los yacimientos hidrotermales de baja temperatura, en el área de Chicomuselo y en una mínima proporción algunas concentraciones en la región de Melchor Ocampo, así mismo se han reconocido algunas anomalías de tipo metasomático, que presentan una predominancia mineralógica de Pb-Cu (Au-Ag), representada por las localidades de San Lucas y algunas anomalías sin nombre, dentro de ésta región.

La asociación mineralógica principal de estos yacimientos comprende galena, estalerita, calcopirita y bornita, los que son acompañados por cuarzo y calcita como minerales de ganga. En lo que respecta a los principales tipos de alteraciones reconocidas se observa la propilitización y silicificación como los procesos de alteración más desarrollados, sobre las rocas encajonantes.

La mineralización en el área de Chicomuselo, en los yacimientos hidrotermales se encuentra expuesta en una serie de vetas y brechas de falla irregulares de poco espesor, las que reflejan un control estructural, definido por la tendencia en su orientación, con un rumbo preferencial NW-SE. Por otro lado, dentro de esta área se han reconocido concentraciones de minerales metálicos dentro de una secuencia de areniscas, en donde los sulfuros de plomo y cobre, funcionan como cementante (CRM, 1985). Los tipos de yacimientos así como las características geológicas y metalogénicas de esta zona serán discutidos en incisos posteriores dentro de este capítulo.

Estudios metalúrgicos elaborados por La Comisión de Fomento Minero señalan un contenido del 29% de Plomo y 35% de Zinc, en concentrados para el yacimiento de Chicomuselo, localizado por las coordenadas 15° 30' latitud norte y 92°10' de longitud oeste. Como ejemplos característicos de esta mineralización se tienen los yacimientos de Lajero, Nueva Morelia, Gritadero, y puede generalizarse para todos los yacimientos localizados en la región de Chicomuselo, en las secuencias Paleozoicas, incluyendo además aquellos yacimientos en los que la mineralización se encuentra encajonada por las areniscas.

Esta área se distribuye sobre la vertiente nororiental, hacia el Golfo del macizo cristalino, profundándose al sureste de Chiapas sobre las secuencias sedimentarias paleozoicas y mesozoicas en las regiones de Chicomuselo y Bellavista, a una distancia aproximada de 20km de la frontera con Guatemala, abarcando en su distribución geográfica, parte de las provincias fisiográficas del macizo cristalino y de la depresión central de Chiapas.

Su límite noroccidental superior lo integran los yacimientos localizados en los municipios de Melchor Ocampo y Villa Flores, denominado "Las Minitas", que se localizan al S70°E de Tuxtla Gutiérrez a una distancia de 55 km en línea recta, que se ubicada por las coordenadas geográficas 93°00' longitud oeste y 16°50' latitud norte.

Al sureste se limita por los yacimientos ubicados en el área de Siltepec reconocidos como "La Hacienda" y "Parralito", delimitados por las coordenadas geográficas 15°40'00" a 15°40'30" latitud Norte y 92°16'00" a 92°16'40" de longitud Oeste, identificados con los números 034 y 048, en la Fig. 39 y en el plano de localización (Fuera del texto).

Se puede observar dentro de su configuración que, en la región de Melchor Ocampo-Villa Flores, la zona polimetálica presenta un valor mínimo en el ancho de 20km extendiéndose y ensanchándose al SE de Chiapas hasta el municipio de Chicomuselo, donde adquiere un ancho máximo de 50km, cabe señalar que en esta área se reconoce la mayor densidad de concentraciones metálicas, que se encuentran emplazados en las secuencias sedimentarias que constituyen la roca encajonante, fundamentalmente dentro de las Formaciones Todos Santos y Paso Hondo, así como en su contacto entre estas.

Dentro de los yacimientos que caracterizan a la asociación polimetálica se tiene la predominancia de los yacimientos hidrotermales de baja temperatura, en el área de Chicomuselo y en una mínima proporción algunas concentraciones en la región de Melchor Ocampo, así mismo se han reconocido algunas anomalías de tipo metasomático, que presentan una predominancia mineralógica de Pb-Cu (Au-Ag), representada por las localidades de San Lucas y algunas anomalías sin nombre, dentro de esta región.

La asociación mineralógica principal de estos yacimientos comprende galena, esfalerita, calcopirita y bornita, los que son acompañados por cuarzo y calcita como minerales de ganga. En lo que respecta a los principales tipos de alteraciones reconocidas se observa la propilitización y silicificación como los procesos de alteración más desarrollados, sobre las rocas encajonantes.

La mineralización en el área de Chicomuselo, en los yacimientos hidrotermales se encuentra expuesta en una serie de vetas y brechas de falla irregulares de poco espesor, las que reflejan un control estructural, definido por la tendencia en su orientación, con un rumbo preferencial NW-SE. Por otro lado, dentro de esta área se han reconocido concentraciones de minerales metálicos dentro de una secuencia de areniscas, en donde los sulfuros de plomo y cobre, funcionan como cementante (CRM, 1985). Los tipos de yacimientos así como las características geológicas y metalogénicas de esta zona serán discutidos en incisos posteriores dentro de este capítulo.

Estudios metalúrgicos elaborados por La Comisión de Fomento Minero señalan un contenido del 29% de Plomo y 35% de Zinc, en concentrados para el yacimiento de Chicomuselo, localizado por las coordenadas 15° 30' latitud norte y 92°10' de longitud oeste. Como ejemplos característicos de esta mineralización se tienen los yacimientos de Lajerío, Nueva Morelia, Gritadero, y puede generalizarse para todos los yacimientos localizados en la región de Chicomuselo, en las secuencias Paleo-Mesozoicas, incluyendo además aquellos yacimientos en los que la mineralización se encuentra encajonada por las areniscas.

5.3.2 ZONA FERRIFERO-CUPRIFERA

Al igual que la zona polimetálica, esta zona no se le ha considerado como una franja o provincia metalogénica, debido al reducido número de yacimientos y/o anomalías metálicas que la constituyen, así como por su bajo volumen y contenido metálico. (1,941 Ton., con una ley promedio de hierro total de 47.7%; 9.4% de Fe_2O_3 y 0.04% de S)

Los yacimientos que contienen la asociación Ferrifero-Cupriferá, representan un 11% del total de las concentraciones metálicas reconocidas en el sureste de Méxco, sin embargo por el análisis en conjunto de estos yacimientos, se establece que llegan a conformar una zona aislada dentro del territorio Chiapaneco, localizadas en la porción noroccidental del estado de Chiapas.

Esta zona se localiza en los límites de los estados de Chiapas y Oaxaca. Las concentraciones metálicas definen a la zona con la menor extensión geográfica, la cual queda comprendida en la provincia fisiográfica del macizo granítico-metamórfico sobre su parte noroccidental, sobre la vertiente al Pacífico. Concretamente en aquellas regiones en las que existen afloramientos de calizas del Cretácico Medio-Superior, afectadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos granodioríticos miocénicos, dando lugar a la formación de yacimientos de cobre y hierro de tipo metasomático de contacto.

La Zona Ferrifero-Cupriferá presenta una distribución geográfica semialargada de 50 Kilómetros extendiéndose y empleándose con una dirección al sureste, hasta el municipio de Arriaga, con dimensiones de 20 hasta 50 Kilómetros de ancho, en su configuración. Cabe señalar que el mayor número de concentraciones metálicas se localizan en el área de Arriaga, en donde se han reconocido 9 áreas mineralizadas, en un área aproximada de 125 km² (Fig.40)

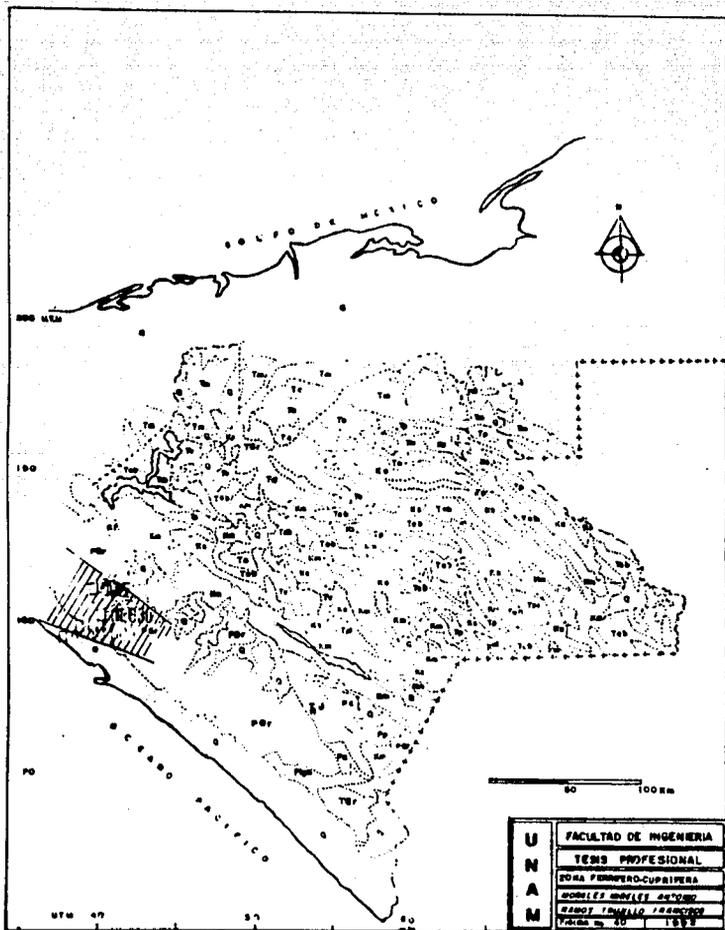
Dentro de los yacimientos más importantes, se encuentran los denominados Cerro del Bustillo, Arriaga y Cerro Brujo. Delimitados geográficamente por las coordenadas 16°12'25" a 16°19'17" de latitud norte y por 93°57'21" a 94°05'00" de longitud oeste, respectivamente. El límite noroccidental está marcado por 3 yacimientos (sin nombre) localizados en el municipio de Macullapan a una distancia aproximada de 25 kilómetros del límite con el estado de Oaxaca, localizados por las coordenadas 94°00" de longitud oeste y 16°28'00" de latitud norte.

Las características geológicas que presentan los yacimientos en esta área, indican un control de mineralización ejercido por la influencia de los cuerpos intrusivos granodioríticos del Terciario Superior sobre las secuencias sedimentarias del Cretácico Medio-Superior, controlando su distribución geográfica la interrelación entre estas dos unidades de roca. A nivel superficial se presentan en forma de crestones irregulares.

Mineralógicamente se encuentran constituidos por la asociación de magnetita, hematita y sulfuros de cobre y plomo, que se desarrollan adquiriendo formas de diques, boisas, mantos y cuerpos irregulares acompañados por cuarzo y volstonita. Esta mineralización se encuentra alojada dentro de las rocas de tipo skarns de granate y epidota, presentando como principal alteración la skarnificación.

Las únicas concentraciones metálicas cubicadas en la Zona han sido estudiadas en el área de Arriaga, en los yacimientos de "Cerro Colorado" y "Arriaga", el volumen total cubicados en estos yacimientos así como sus contenidos metálicos, es de 1,703.5 y 1,941.5 Ton respectivamente, con un contenido de 35.5% a 47.67% de Fe; 11.10% de Fe_2O_3 ; 38.40% de Fe_2O_3 ; 9.34% SiO_2 y 0.04% de S.

En lo referente a su época metalogénica, la mineralización se asocia al emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición granodiorítica, en cuyo fechamiento radiométrico se obtuvo una edad de 12.73 ± 0.30 m.a. indica una edad del Terciario Superior es decir, del Mioceno (Damon, 1960), dando lugar a la formación de yacimientos de cobre y hierro de tipo metasomático de contacto.



5.3.3 ZONA DE COBRE-MOLIBDENO.

Esta área se encuentra sobre el Macizo Granítico-Metamórfico en la vertiente hacia el Pacífico quedando incluida dentro de la provincia fisiográfica del mismo nombre. La distribución geográfica que presentan los yacimientos permiten inferir una zona de forma alargada, la cual se distribuye en forma paralela a la actual línea de costa sobre el Océano Pacífico, con una dirección al NW 40° SE.

Los yacimientos que constituyen la zona Cuprífera representan el 12% del total de las concentraciones metálicas reconocidas, con un total de 13 áreas mineralizadas.

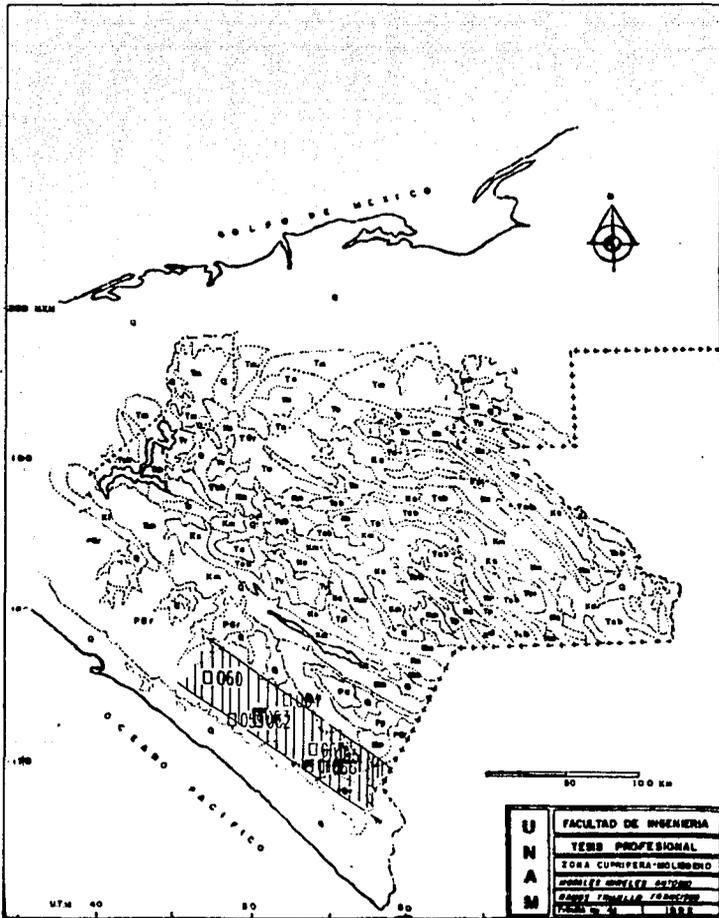
La zona presenta una longitud máxima de 120 kilómetros y un ancho promedio de 30 Kilómetros. Presenta como límite superior (en la parte noroccidental) las coordenadas 15°38' latitud norte y 92°58' longitud oeste, en la región de Pijijapan, donde se localizan los yacimientos denominados "Las Golondrinas" y "Cerro Picota"; su límite inferior al sureste, se localiza por las coordenadas 15°26' latitud Norte y 92°33' longitud oeste, sobre la sierra del Soconusco en donde existen varios yacimientos y/o anomalías sin nombre (Fig. 41).

Los yacimientos que constituyen la zona cuprífera se encuentran concretamente en aquellas regiones en las que existen afloramientos de rocas metamórficas de edades precámbricas y paleozoicas, como anfibolitas, esquistos y gneiss (CFE, 1985), las que han sido consideradas como parte integral del macizo granítico-metamórfico de Chiapas. Esta secuencia de rocas son afectadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos pórfido graníticos, al que se le determinó una edad de 5.08 ± 0.11 m.a. en el municipio de Belizario Domínguez (Damon y Montesinos, 1978), dando lugar a la formación de yacimientos de cobre del tipo pórfidos cupríferos, relacionados con otros tipo de mineralizaciones como son diseminados, "stockwork" y brechas mineralizadas.

El área se caracteriza por la presencia de yacimientos pequeños de muy bajo tonelaje, para algunos casos considerados como zonas anómalas. Dentro de esta zona, la mineralización se encuentran constituida por la asociación de sulfuros como la calcopirita, molibdenita, bornita y en una menor proporción la magnetita y hematita, los que se encuentran en forma diseminada con una gradación progresiva en su distribución de los sulfuros hacia la parte externa del pórfido (CRM, 1985); los cuerpos mineralizados adquieren un control estructural definido por los sistema de fallas y fracturas desarrolladas sobre la secuencia de rocas ecajonantes, las que son representadas por rocas de carácter metamórfico, identificadas como esquistos y pizarras, así como rocas calizas y lutitas.

A través de las características genéticas de estos yacimientos, se observa que estas concentraciones metálicas presentan una estrecha relación con la acción de cuerpos intrusivos del Terciario Superior, los que han actuado sobre el basamento cristalino y las secuencias de rocas metamórficas paleozoicas; la interrelación de estas rocas controlan la distribución de los yacimientos minerales, ya que determinan su distribución geográfica, definida por los contactos entre estas rocas.

En lo que se refiere a la época metalogénica se infiere una edad tentativa contemporánea a la intensa actividad hidrotermal del Terciario Medio-Superior, generada como respuesta de los procesos geodinámicos de ese tiempo, favorecida por el emplazamiento de cuerpos intrusivos y la formación o reactivación del sistema de fallas regionales Polochic-Motagua.



U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	TEMA: CUMPERA-DELINDO
	ANALISIS MATEMATICO
	ANALISIS MATEMATICO

5.3.4 ZONA AURO-CUPRIFERA.

La distribución de la zona auro-cuprífera del sureste de México, queda comprendida en la zona norte-centro del estado de Chiapas, definida por 16 áreas mineralizadas las que representan el 14% de las concentraciones totales. Esta zona se localiza en la provincia fisiográfica de la Depresión Central de Chiapas.

Las concentraciones metálicas presentan una distribución irregular que define una zona muy amplia, la que se encuentra limitada al sur por el macizo granítico-metamórfico de Chiapas, sobre las localidades de Melchor Ocampo y Villa Flores, límite representado por el yacimiento "El Carmen" en la parte central de Chiapas, localizado por las coordenadas 16°25' latitud norte y 93°10' longitud oeste. Su límite norte se encuentra representado por los yacimientos más importantes del sureste de México reconocidos con los nombres de "Santa Fe" y "La Victoria" en la localidad de Solusuchlapa, limitados entre las coordenadas 17°20' 24" a 17°22' 00" latitud norte y 93°02' 00" a 93°02' 40" longitud oeste, a una distancia aproximada de 25 kilómetros al NW del estado de Tabasco.

Estos límites definen una zona con una extensión de 110 kilómetros de largo por 35 Km de ancho, sin embargo los límites definidos por sus concentraciones metálicas son muy irregulares (Fig.42).

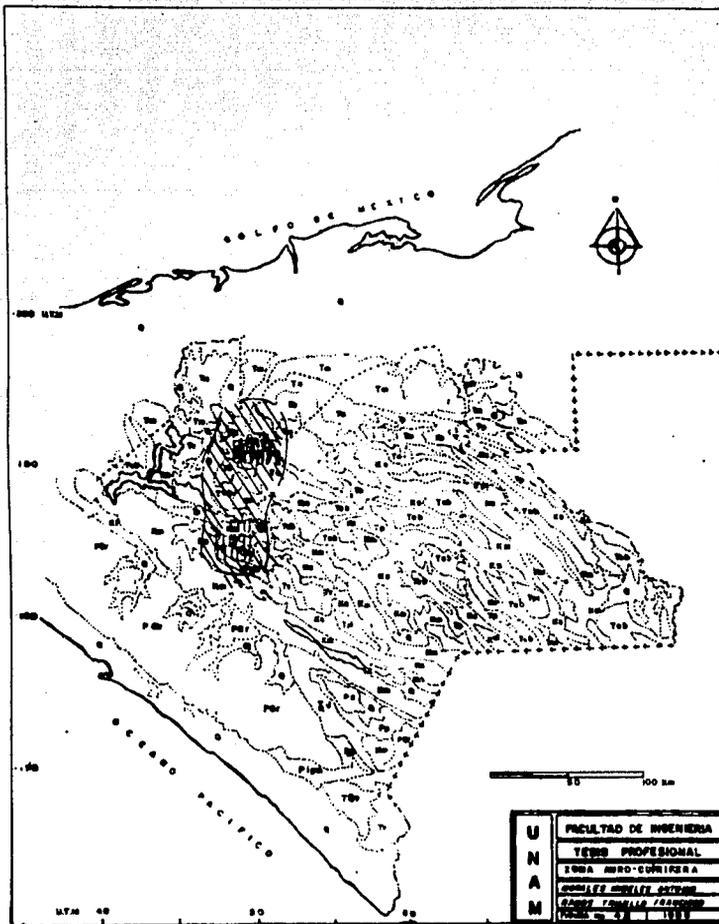
Los yacimientos que caracterizan a la zona auro-cuprífera son fundamentalmente de tipo metamórfico de contacto, desarrollados sobre las secuencias sedimentarias del Cretácico medio-superior las que son afectadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos, con un fechamiento de 2.5m.a. (Damon, 1978), los que controlan su distribución regional. Los cuerpos intrusivos se encuentran empazados sobre una secuencia de calizas arenoso-arcillosa y calizas masivas del cretácico medio-superior, Generando la formación de skams de granate, wollastonita y hornfels.

La asociación mineralógica que presentan estos yacimientos se encuentra constituida por bornita, calcopirita, covelita, tetraedrita, argentita, galena y esfalerita, mientras que los minerales de ganga lo constituyen el cuarzo, calcedonia y calcita. En lo referente a la alteración, en estos yacimientos se desarrolla principalmente la propilitización sobre la roca encajonante.

Los cuerpos mineralizados se presentan en forma de vetas irregulares, emplazadas en los planos de debilidad de la roca encajonante la que es controlada por un sistema de fallas y fracturas con una dirección preferencial al NW-SE.

El volumen total máximo calculado en esta zona, se encuentra en la mina La Victoria y Santa Fé, en el municipio de Solusuchlapa, con valores de 463,334 y 10,000 Ton, respectivamente y con una ley promedio en su contenido metálico de 17.1 g/ton de Ag; 5.1 g/ton de Au; 1.6% de Cu, y 1.4% de Pb en la Mina La Victoria, mientras que en Santa Fé adquiere valores de 4% de Cu; 18.7 a 21.8 g/ton de Ag, y 4 g/ton de Au. Estos valores en tonelaje y leyes promedio las convierten en los yacimientos económicamente más rentables e importantes del sureste de México. Con base en los valores predominantes se le nombro a esta zona como auro-cuprífera.

Se han localizado dentro de la zona 15 yacimientos y/o anomalías, que se restringen a la porción centro-sur del estado de Chiapas, relacionados con el emplazamiento de rocas intrusivas de composición granodiorítica del Cenozoico, fechadas por el método Kr-Ar (Damon, 1981) reportando una edad radiométrica de 2.5 m.a., estableciéndolo en la parte superior del Plioceno. Este proceso magmático genera la formación de yacimientos de tipo skam, formando cuerpos de reemplazamiento, disseminados y brechas de falla.



5.3.5 ZONAS DE INDICES MINERALES DE TI, NI, CR.

Esta área se localiza en las cercanías de la frontera de México a una distancia de 1 km del límite con Guatemala, en el municipio de Motozintla sobre el macizo granítico-metamórfico de Chiapas en su parte suroccidental. Dadas las pocas posibilidades de ser explotadas estas zonas hasta el momento, en el presente trabajo se les reconocen como índices minerales.

La configuración de esta zona es un tanto limitada ya que solo se han reconocido 3 depósitos mineralizados, estos constituyen una área que se encuentra entre las coordenadas 15°15' a 15°30' de latitud Norte y 92°05' a 92°05' de longitud oeste, definiendo un área de 25 km de largo medidos hasta el límite con la frontera de Guatemala y un ancho máximo de 20 km localizado sobre la región de Motozintla (Fig. 43).

Los depósitos minerales se encuentran constituidos por ilmenita, rutilo y óxidos de hierro (magnetita y hematita), presentándose en forma de nódulos, lentes y vetillas de pequeñas dimensiones, encajonadas por rocas de carácter metamórfico (esquistos y gneiss), así como anortositas.

Si bien su edad aun no ha sido determinada con precisión, su afinidad con los procesos magmáticos y tectónicos sugieren un tiempo de emplazamiento post-Jurásico quizás Terciario Superior.

La asociación de estos elementos (Ti, Ni, Co y Cr); tectónicamente evidencian la existencia de fallas transformes y paleotrincheras de subducción, para ambos casos se infiere la existencia de rocas del fondo oceánico, con contenidos de elementos de ambientes ultrabásicos (Bazan, 1980).

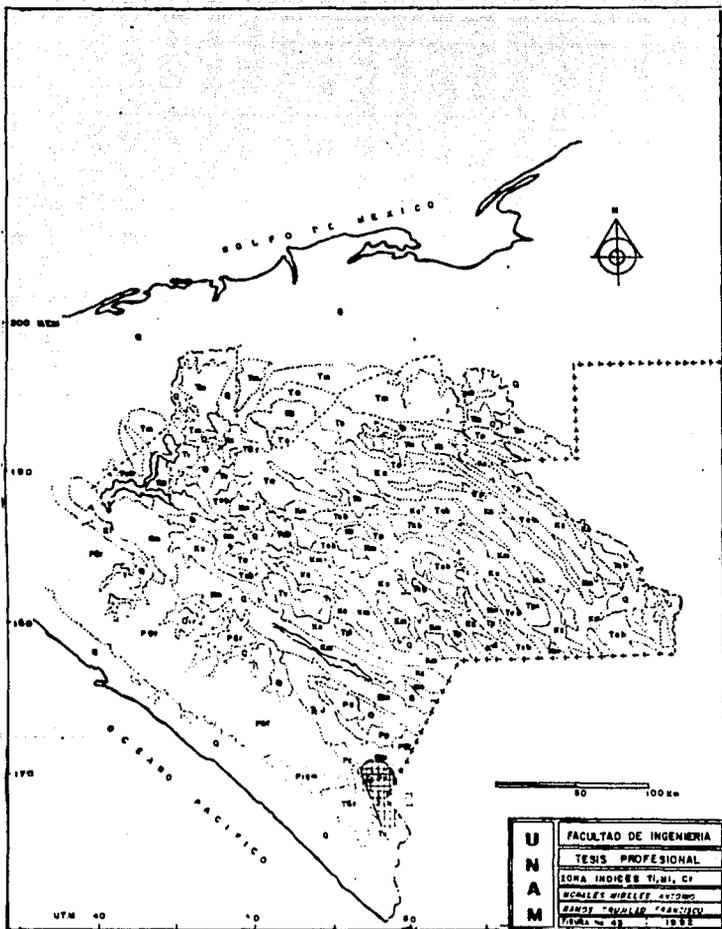
El origen de estas anomalías, se encuentran asociadas a macizos graníticos, diques anortosíticos, rocas básicas, gabros (Mazapa) y rocas ultrabásicas; como metapetroxénicas y metaultrínicas reconocidos en la localidad de San José Itzepec (Cartañan, 1978), todo ello como parte de un remanente de un probable arco magmático continental. Asimismo L. Delgado en 1986, señala la presencia de cuerpos titaníferos asociados a anortositas, como "melange" de lobas, andesitas y grauwacas metamórficas, con la presencia de rocas ultrabásicas (anfíbolitas).

En estos yacimientos se han reconocido contenidos promedio de 1.78% de Ti, 30.0% de Fe, 256 y 132 ppm. de cromo y níquel, respectivamente.

5.4 TIPOS DE YACIMIENTOS MINERALES EN EL SURESTE DE MEXICO

A) Yacimientos hidrotermales

Las características y rasgos mineralógicos presentes en las concentraciones de elementos metálicos reconocidas en este tipo de yacimientos, se encuentran definidas por la asociación de elementos base en combinación con metales preciosos Pb, Zn, Cu (Au-Ag), considerando como minerales de mena a la galena, esfalerita, calcopirita y bornita, así como sulfuros de plata (argenita, tetraedrita); como minerales de ganga al cuarzo, calcita y barita. La paragenesis de alteración, está formada por sericita y clorita, principalmente. Este tipo de yacimientos son característicos de la zona polimetálica.



En estudios petrográficos y mineralógicos elaborados por la Comisión de Fomento Minero (1987, inédito), se han logrado definir en forma general una textura de reemplazamiento en los diferentes yacimientos localizados en la región de Chicomuselo.

A través de su asociación mineralógica y con base en la paragénesis señalada, se han reconocido estos yacimientos como hidrotermales de mediana temperatura, generados por soluciones a temperaturas de 200 a 300 grados centígrados y presiones Intermedias (CRM, 1984), los cuales han sido clasificados como mesotermiales de acuerdo con la clasificación de Lindgren (1943).

Dentro de esta zona, la actividad magmática e hidrotermal es asociada a la convergencia de la placa oceánica (Cocos) contra el borde continental (Placa Norteamericana); este marco geodinámico genera una activa tectónica que favorece en forma simultánea el emplazamiento de cuerpos intrusivos. Durante el Terciario Superior, se genera la formación de concentraciones metálicas por la interacción de los cuerpos ígneos y la secuencia de rocas preexistentes. Por lo que este período ha sido considerado como la principal época metalogénica de esta área.

Los yacimientos se presentan asociados a la presencia de accidentes estructurales tales como fallas, fracturas y zonas de debilidad generadas por los procesos tectónicos en las secuencias sedimentarias, sobre las cuales se canalizaron las soluciones hidrotermales. La presencia de secuencias sedimentarias, cuyas características litológicas (porosidad y permeabilidad) permitieron también el depósito de concentraciones metálicas. Algunos de estos filones están alojados en secuencias volcanosedimentarias mineralizadas, y podrían derivarse de estas mismas por procesos de removilización a partir de anomalías térmicas Oligo-Miocénicas, en la región de Chicomuselo, sobre la formación Todos Santos.

Un segundo grupo de yacimientos que constituyen la zona polimetálica se encuentra en la porción noroccidental, en los municipios de Melchor Ocampo y Villa Flores, en donde se han reconocido solamente 4 localidades mineralizadas, dos de las cuales son consideradas como anomalías metálicas (sin nombre) y se caracterizan por la asociación de Pb, Zn, (Au-Ag).

A diferencia del área de Chicomuselo dentro de esta área, se observa la influencia directa de los cuerpos intrusivo del Terciario Superior sobre las secuencias Cretácicas sedimentarias, ya que las concentraciones metálicas se encuentran localizados en las proximidades de los cuerpos intrusivos.

B) Yacimientos metasomáticos de contacto.

Lindgren (1943) le asigna el término pirometasomático a los cambios metasomáticos sufridos entre rocas del tipo calcáreo en contacto con rocas intrusivas de carácter calcoalcalino, bajo la influencia de fluidos magmáticos en el contacto de los cuerpos intrusivos en el área de estudio, este fenómeno produce la formación de yacimientos tipo skarn de granate y wollastonita, localizados en los contactos y proximidades del cuerpo intrusivo y la roca encajonante.

A través de la información recopilada se ha reconocido que los yacimientos de tipo metasomático de contacto presentan una asociación mineralógica predominantemente ferrífero-cuprífera, auro-cuprífera y en menor proporción de tipo polimetálica, caracterizados por una distribución muy restringida en el estado de Chiapas.

Se han reconocido solamente dos prospectos minerales con la asociación de elementos polimetálicos identificados por los nombres de Ixtapa y Motozintla los que presentan una asociación de Cu,Pb,Zn (Ag) y Cu, Zn, (Ag) respectivamente. Por otro lado, los yacimientos ferrífero-cupríferos, presenta proporciones variables en sus concentraciones metálicas, la distribución de los yacimientos ferrífero-cupríferos se encuentran preferentemente en el municipio de Arriaga. Así también, los yacimientos auro-cupríferos se localizan principalmente en el municipio de Solisuchiapa.

Genéticamente este tipo de yacimientos se encuentran relacionados en forma directa a cuerpos intrusivos, los que se caracterizan por la presencia de variaciones laterales en su composición química de granodiorita a diorita y hacia su periferia a granito.

Los yacimientos de cobre y hierro del tipo metasomático, presentan como principales características un bajo tonelaje de mineral, constituidos en general por magnetita, hematita y sulfuros de cobre, predominantemente se presentan en forma masiva como cuerpos irregulares encajonados dentro de la secuencia de rocas calizas recrystalizadas y metamórficas producto del desarrollo de skam de granate y wollastonita.

Con base en las asociaciones magmáticas (calco-alcalinas) y asociaciones mineralógicas (óxidos de hierro), como la variación del contenido metálico y al ambiente tectónico, se puede generar un estilo evolutivo de los depósitos de skams el cual consiste:

- 1) Metamorfismo de contacto esencialmente isoquímico que acompaña al emplazamiento del magma generando la formación de skams metasomáticos, asimismo iniciando la precipitación de minerales de mena que acompañan la recrystalización del magma (Euaudi, 1980).
- 2) El enfriamiento del cuerpo intrusivo y la evolución de un fluido mineralizante, que provocó la alteración retrógrada y la deposición continua de menas que acompañan al enfriamiento final del sistema (Torres, 1984; en CRM, 1987)

Como ejemplos de estos yacimientos se han considerado los depósitos ferrífero-cupríferos del municipio de Arriaga, y auro-cupríferos en la región de Solusuchlapa. La mineralización en la mayoría de estos depósitos se encuentra directamente en las cercanías de los contactos de los cuerpos intrusivos con las calizas, adquiriendo los cuerpos mineralizados formas irregulares aisladas, las que superficialmente se presentan en forma de crestones que en ocasiones presentan un control estructural poco definido (Tapanatepec y Cerro Brujo).

C) Pórfidos cupríferos

Para explicar la formación de los pórfidos de cobre, se ha utilizado el concepto de tectónica de placas (Dietz, 1961; Hess, 1962; Oliver y Sykes, 1968). Este tipo de yacimientos son característicos de la zona cuprífera, sin embargo existen pocos yacimientos representativos de este tipo en el área de estudio, identificados por los nombres de Santa Isabel, Las Golondrinas y algunas zonas sin nombre.

Por sus características genéticas los pórfidos cupríferos se encuentran relacionados con otros tipos de mineralizaciones como diseminados, "stockwork", brechas mineralizadas y los yacimientos tipo skam vistos en el inciso anterior. Este tipo de mineralización se encuentra relacionada al emplazamiento de batolitos, los pocos yacimientos reconocidos en el sureste se presentan como stocks y brechas mineralizadas principalmente. Damon y colaboradores (1981) proponen el siguiente modelo:

- a) La posible mineralización de cobre se encuentra contenida en altas concentraciones en el magma basáltico original, que por una diferenciación y asimilación magmática origina un magma calco-alcalino.
- b) Estos magmas constituyen las raíces de los arcos volcánicos, manifestándose en la superficie en forma de estratovolcanes.
- c) Las soluciones hidrotermales que contienen la mineralización procedente del batolito calco-alcalino, son transportadas y depositadas en las raíces hipobasales del cuerpo volcánico, generando los yacimientos tipo pórfidos cupríferos.

5.5 MANIFESTACIONES DE AZUFRE

a) Distribución

En el sureste de México se han reconocido manifestaciones de azufre correspondientes a dos tipos de ambientes geológicos: cuencas donde es factible el contenido de hidrocarburos (Tabasco, Campeche) y en ambientes de volcánismo (Chiapas).

Dentro del ambiente de cuenca se incluyen a los domos salinos "cap-rock" y depósitos estratigráficos en menor proporción, principalmente desarrollados en la parte oeste y suroeste de la cuenca salina "Chiapas-Tabasco" (Pemex, 1984), la cual abarca parte de Veracruz y la parte norte y noroeste de Tabasco, presentado estas estructuras una alineación con un rumbo general al NE-SW con espaciamiento de 10 a 20 kilómetros (Salas, 1975). Se han reportado estructuras con una dirección NW-SE y estructuras con orientaciones intermedias, sobre los bordes de la cuenca (Contreras, 1958, en CRM, 1965).

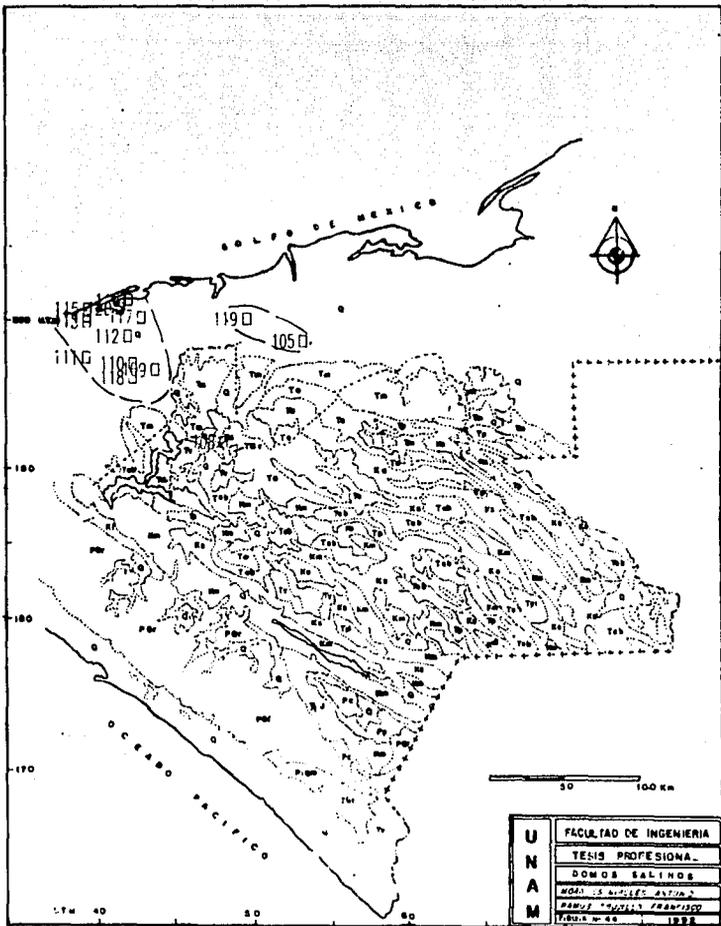
La importancia de los domos salinos es su asociación con las capas de azufre. La distribución de estas estructuras presenta una mayor concentración en la parte norte del estado de Tabasco (Fig. 44)

Por otro lado, las manifestaciones de azufre en ambientes volcánicos se encuentran exclusivamente en zonas donde se presenta ésta actividad. El ácido sulfhídrico proveniente del magma, al ponerse en contacto con la atmósfera, se oxida y deposita el azufre nativo. En el estado de Chiapas se han localizado estas manifestaciones en las inmediaciones de los aparatos volcánicos. (Chichónal, Chichón, Venustiano Carranza). Cada uno de estos depósitos tienen un grado de importancia, pero los depósitos que guardan un mayor interés económico en el sureste, son los que se han localizado dentro de los domos salinos, en el ambiente de cuenca.

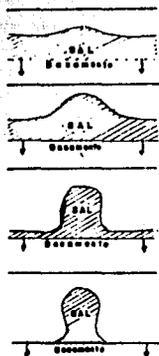
b) Origen

Para explicar la formación de las estructuras de tipo dómico, presentes en el sureste de México y en especial en el estado de Tabasco, se han elaborado tres teorías:

- 1) Crecimiento descendente propuesta por Barton (1933), en la que señala que los depósitos salinos, adquieren algunas irregularidades ya sea por erosión o condiciones topográficas previas a este depósito. Como resultado se generan elevaciones diferenciales dentro de un continuo proceso de emersión de la cuenca, así como de sedimentación. La conjugación de estos procesos genera una mayor cantidad de sedimentos sobre los flancos de las elevaciones provocando un hundimiento más rápido de estas áreas.
- 2) Crecimiento ascendente o Intrusivo (Nettleton, 1934). Esta teoría considera las mismas irregularidades de las capas salinas y depósito de sedimentos, pero contrariamente con Donald, sugiere que al aumentar el espesor de los sedimentos y al ir compactándose adquieren una mayor densidad, generando por las irregularidades existentes una diferencia de presión de una zona con respecto a otra, por lo que al tratar de equilibrar estas diferencias de presión, la sal (con menor densidad) comenzó a moverse hacia las zonas de menor presión, produciendo con este movimiento las estructuras salinas.
- 3) La tercera Teoría propuesta por Humphris en 1979, señala que además de la carga generada por los sedimentos existe una inclinación que permite el movimiento lateral de la sal, hacia la cuenca, lo que va provocando que se formen pequeñas elevaciones, las que sirven de punto de inicio para la formación de los domos salinos. (Fig. 45)

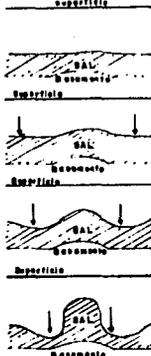


**CRECIMIENTO
DESCENDENTE**

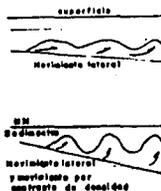


BARTON 1933

**CRECIMIENTO
ASCENDENTE**



NETTLETON 1943



Horizonte lateral
Sedimento

Horizonte lateral
y movimiento por
aumento de densidad

HUMPHREY 1970

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	TEORIAS DE FORMACION DE D.D.
	MORALEZ MIBELLES ANTONIO
	MARIO TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA No. 45 1997

5.8 DEPOSITOS RECIENTES

5.8.1 DEPOSITOS DE LATERITAS

Los depósitos lateríticos se encuentran localizados principalmente dentro de las provincias fisiográficas de las Montañas del Norte y la Meseta Central de Chiapas. Su amplia distribución geográfica así como su reducido número de yacimientos impiden el poder definir alguna zona metalogénica, sin embargo debe señalarse que básicamente estos depósitos se encuentran controlados por las condiciones climatológicas y las diversas litológicas.

Los principales yacimientos de suelos lateríticos reconocidos en el sureste de México, muestra un área muy extensa como se ilustran en la Fig. 46. Esta región presenta dimensiones del orden de los 250 km de largo por 50 km de ancho, la cual se localiza en la región conocida como los altos de Chiapas. Se han considerado que los yacimientos de mayor importancia son los que se encuentran en la región de Ostucan, Pichucalco-Tonalá, Motozintla y Tenejapan.

Con base en el estudio de las características geológicas y mineralógicas en los diferentes tipos de yacimientos reconocidos, se ha interpretado que el desarrollo de laterización rica en alumina, presenta una evolución controlada por el proceso de intemperismo "in situ", el cual actuó principalmente sobre rocas volcánicas y productos piroclásticos de composición intermedia a ácida y sobre depósitos sedimentarios, muy posiblemente pertenecientes a la cubierta cenozoica.

De acuerdo con estos estudios, estas formas o tipos de depósitos identificados en el estado de Chiapas pueden clasificarse en 5 grupos principales (G. Komlossy, 1968).

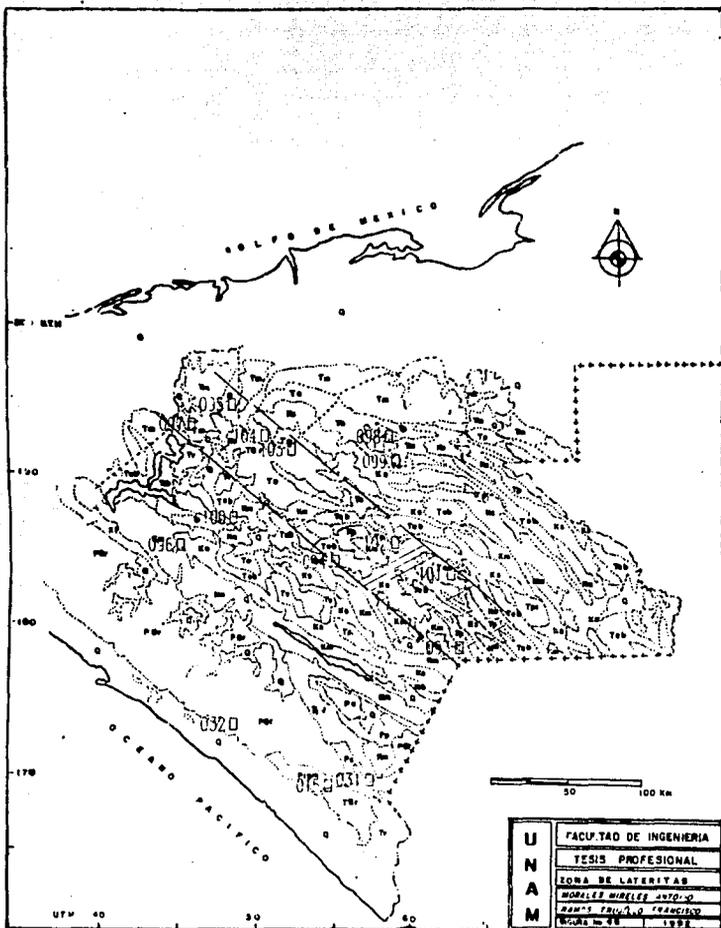
- a) Depósitos desarrollados sobre flujos volcánicos, (Pichucalco, Teapa, Estación Juárez, Ostucan).
- b) Depósitos formados sobre tobas volcánicas, cuyo depósito se desarrolló sobre superficies kársticas de calizas Cretácicas (Oxchuc, Larrainzar, Muetahuila, Cruz Quemada, Los Bustillos y Balhuila).
- c) Depósitos formados "in situ" sobre la superficie que forman las tobas volcánicas (Tenejapan).
- d) Depósitos formados en las mismas tobas volcánicas sobre la Formación Soyalo, (Larrainzar).
- e) Depósitos formados sobre la superficie de la Formación El Bosque, sobre limolitas (Tenejapa-Chilil).

Se observa dentro de esta clasificación que un mismo yacimiento puede agrupar dos a más tipos y/o formas de depósito señaladas por Komlossy (op. cit.), estando íntimamente relacionadas por su proceso de laterización.

a) Forma estructura y dimensiones

Los cuerpos minerales lateríticos se presentan en formas irregulares con apariencias de capas elongadas, dentro de la zona de derrames volcánicos, mientras que los yacimientos localizados en remanentes piroclásticos adquieren formas aisladas e irregulares de pequeñas dimensiones.

En los diferentes derrames volcánicos dentro del área de estudio, existen definidos y localizados once cuerpos lateríticos representativos (área de Tenejapa, así como en la zona de Petes y Chikbil-Tonalá).



U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	ZONA DE LATERIYAS
	INDICES MIBLES ANTOLO
	REACTIVO TERCERO GRADUADO
ESCALA No 1:100,000	

Otros yacimientos que se encuentran sobre la zona de remanentes volcánicos, se localizan en las áreas de Larrainzar, Nurtahuita, Balhita y Chikbil; presentando formas de capas y lentes de diferentes dimensiones, alcanzando longitudes de hasta 4 Km. con espesores variables de 1 a 6 m. de potencia.

En las zonas volcánicas el material bauxítico se ha formado en la porción superior de las coladas, ya que las porciones con mayor contenido bauxítico se localizan principalmente hacia la periferia de los derrames lavicos, mientras que las zonas con menores contenidos y en algunos casos sin contenido de material bauxítico, se encuentran cercanos a la fuente de emisión de las rocas volcánicas, estas características son propias de los yacimientos de Tenajapa, Peter, Chikbil y Tenal.

Por otro lado, en las áreas kársticas, se tiene la formación de lomas, dolinas y terrazas morfológicas de formas alargadas, dentro de las cuales el material bauxítico se ha acumulado en forma de bolsones, características representadas por los depósitos de Oxchua, Cruz Quemada, Los Bustillos y Montebello.

En las regiones de Estación Juárez, Pichucalco y Ostucan los cuerpos lateríticos se han formado sobre una morfología ligeramente ondulada. La estructura de los cuerpos donde se pueden apreciar, consiste de una masa más o menos homogénea de espesores variables desde 1 a 8 m en forma de lentes y horizontes de material arcilloso de color oscuro y rojizo, así como algunos remanentes de rocas volcánicas los cuales se encuentran dentro de un proceso de alteración, como es el caso de los depósitos de Estación Juárez, Teapa, Ostucan.

En los depósitos de El Bustillos, Cruz Quemada y el Chikil, los cuerpos mineralizados presentan formas lentculares, a diferencia de los anteriores estos se encuentran sobre calizas de edad Cretácica y otras sobre la formación El Bosque; sus dimensiones son reducidas con valores no mayores a 200m.

En Oxchuc y Montebello, Santo Domingo-Lacandona el material bauxítico se ha localizado en depósitos en dolinas de dimensiones reducidas, con espesores de bajo potencial.

5.6.2 ANOMALIAS GEOQUÍMICAS EN ARENAS DE RÍOS Y PLAYAS

Se han detectado zonas geoquímicamente anómalas por su contenido de minerales pesados (p.e. > 2.85), identificados en estudios superficiales de arenas de playas y ríos pertenecientes a los estados de Chiapas, Tabasco y Campeche.

Se pone interés en dichas arenas, dado que se encuentran constituidas en su mayor parte por minerales pesados como la magnetita, irmenita, rutilo y zircón, conocidas clásicamente como "arenas negras".

Por su contenido de elementos como zirconio (Zr), cromo (Cr) y titanio (Ti), que son de gran importancia dentro del consumo nacional por algunas industrias, y dada la baja producción en niveles porcentuales de producción nacional, estos elementos se convierten en material de importación, por lo que el conocimiento de estos yacimientos representan una oportunidad de mejoramiento económico, al tratar de reducir su volumen de importación.

Con el objeto de localizar zonas potencialmente económicas, se consideraron las características de la erosión pluvial provocada por la precipitación. En términos generales la cantidad de precipitación recibida, el número de días lluviosos y la duración de estos, tiende a disminuir en la costa y aumentar hacia dentro del continente, adquiriendo valores medios anuales de aproximadamente 1,500 mm y valores no mayores de 5,000 mm hacia las colinas del sur, este valor depende directamente de la estación anual, registrando un valor doble máximo en el verano.

En segundo lugar se consideró la dirección del drenaje, observando que las corrientes que se dirigen a la cuenca del Golfo de México, antes de llegar al mar atraviesan la planicie costera de los estados de Tabasco y Campeche, provocando la pérdida de competencia en el arrastre, iniciando el depósito de metales pesados.

Por otro lado, los mecanismos de concentración de minerales pesados en las zonas de las playas dependen directamente de las características morfológicas de las costas, de la energía del oleaje y de la acción eólica, que actúan sobre esta zona.

En este trabajo se indica con la palabra playa a los depósitos costeros de arenas y gravas que Shepard (1963, en Carranza, 1980), define como la zona de depósito de materiales no consolidados comprendidos desde la línea de aguas bajas hasta la zona de vegetación permanente en antiguos cordones de depósito en que se presentan cambios en el material o en la fisiográfica (Gálviz, 1980; en Carranza, 1986).

El proceso de selección es afectado por la energía del oleaje, en épocas de alta marea, las olas tienen energía suficiente para remover a los minerales pesados, mientras que la velocidad de regreso es menor, por lo tanto pierden su capacidad de arrastre, provocando el depósito de los minerales de mayor peso.

No se discutirá el proceso de muestreo ni las formas de determinación y concentrado de los diferentes trabajos, simplemente se referirá a los resultados obtenidos, con el fin de poder determinar las posibles zonas potenciales o anómalas con valores de estos elementos.

a) Prospección de minerales pesados sobre el macizo de Chiapas.

Por el hecho de haber detectado zonas geoquímicamente anómalas por su contenido de minerales pesados en los suelos suprayacentes de la parte alta central del estado de Chiapas (Castellanos 1982), se llevó a cabo la elaboración de un cuadro estadístico con base en las determinaciones químicas superficiales en arenas de ríos sobre ambas vertientes del Macizo Granítico-Metamórfico de Chiapas con el fin de conocer las posibilidades de localización de este tipo de yacimientos de neoformación (tablas, 1A, 1B)

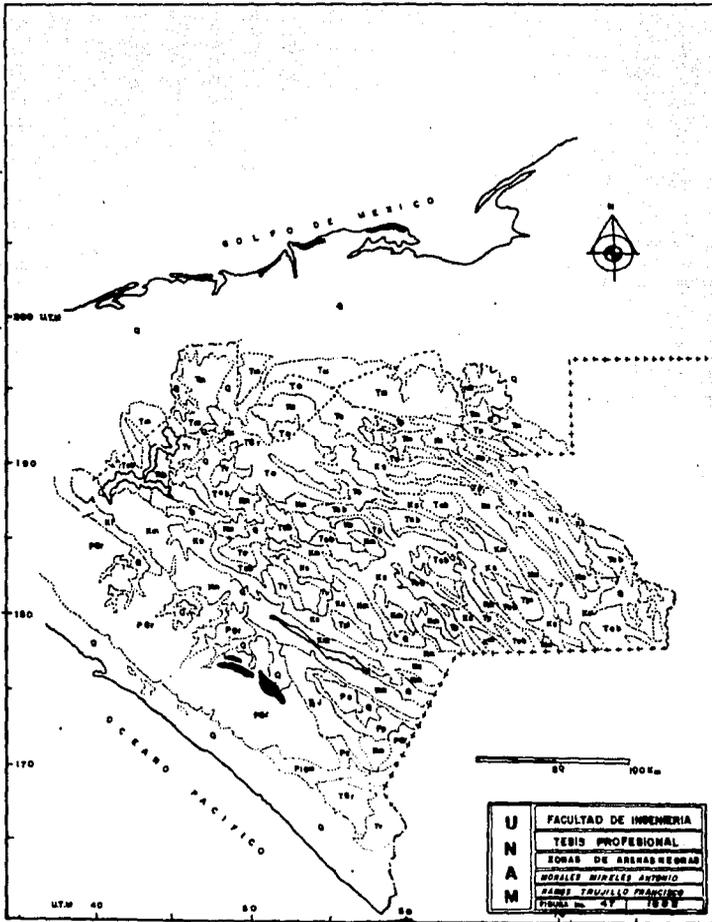
A través de la distribución regional de estas zonas geoquímicamente anómalas, se puede observar una mayor concentración de "arenas negras" sobre la parte noroccidental de la Sierra del Soconusco, conformando un área comprendida entre las coordenadas 93°45' a 92°35' de longitud oeste y 16°00' a 15° 30' de latitud norte (Fig. 47), sin el poder determinar un área precisa.

El agrupamiento de esta zona se caracteriza por su predominancia mineralógica, constituida por ilmenita, magnetita, hiperstena, rutilo, y zircón, presentando diferencias en el volumen de sus concentraciones, llegando a obtenerse un promedio de 20 a 30 grs. de concentrado en muestras de 30 kg.

b) Prospección de minerales pesados sobre la Costa del Golfo de México

Un reconocimiento evaluativo de "arenas negras" sobre el litoral de los estados de Tabasco y Campeche, comprende una área delimitada por las coordenadas 18°40' 11" latitud norte y 93°08' 30" a 92°18' 56" de longitud oeste, cubriendo una superficie que se extiende a lo largo del litoral, desde la Barra de Chilitpec en el estado de Tabasco hasta un pequeño embarcadero llamado punta Emiliano Zapata, en el estado de Campeche. La distancia media entre estos dos puntos de referencia es de aproximadamente 90 km.

La dinámica fluvial ha predominado en la conformación de los cortornos superficiales, que consisten en una amplia superficie con inclinación hacia el Golfo de México, la cual ha sido conformada por la acción de los sistemas de drenaje, mientras que la zona costera se encuentra controlada además por la dinámica de las olas y corrientes marinas, la combinación de estos procesos morfológicos han logrado la conformación del terreno hasta ahora resultante, como se puede observar en la Fig. 48. La que muestra



U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	ZONAS DE ARENAS SECAS
	DONALD BUNZEL JANZON
	CAROL TAVELLO FRANCISCO
FIGURA No. 47 1988	

CUENCA MUESTREADA		METROS DE PROFUNDIDAD	PERO MUESTRA CONCENTRADO	BARIO	CADENAS	COBALTO	COBRENSE	CROMIO	CURCO	CADENAS	COBALTO	COBRENSE	CROMIO	CURCO	PLACAS	PLACAS	PLACAS	PLACAS	PLACAS	PLACAS
RIO ENCAJONADO	0.0	30 m	X	X	X					X										
RIO CHUQUITO	0.0	30 m	X												X	X	X	X		
RIO CRYSTALAP	0.0	30 m	X	X	X									X	X					
RIO BOYATENCO	0.0	30 m	X	X	X									X	X					
RIO TABLON	0.1	100m - 150 gr	X	X	X	X	X													
RIO STO. DOMINGO	0.1	30 m	X	X	X	X	X													
RIO PANGO	0.1	30 m	X	X						X	X									
RIO BRILLANTE	0.1	30 m	X	X	X	X	X							X						
RIO DEL CAMIN	0.1	30 m	X		X	X	X	X	X	X										
RIO DONADO	0.1	30 m	X	X	X	X	X	X												
RIO CONCORDIA	0.1	30 m	X	X	X	X	X	X	X											
RIO JALTENANGO	0.1	30 m	X	X	X				X					X						X
RIO YAHUHUTA	0.1	30 m	X	X	X	X								X						
RIO SAN NICOLAS	0.1	30 m	X	X	X	X	X							X						
RIO INDEPENDENCIA	0.1	30 m	X	X	X	X	X							X	X					
RIO PALENGUE	0.1	30 m	X	X	X	X	X	X	X	X										X
RIO MATASANO	0.1	30 m	X	X	X	X	X			X				X					X	
RIO TACHUALA	0.1	30 m	X	X	X															
RIO MONDURAS	0.1	30 m	X	X				X	X											
RIO SUTEPEC	0.1	30 m	X	X			X							X						
RIO ORIJALVA	0.1	30 m	X	X	X				X											

So = Selenio Br = Bromoformo

TABLA 10 MINERALOGIA DETECTADA EN SEDIMENTOS DE LAS CORRIENTES QUE DRENAN LA SIERRA MADRE DE CHIAPAS (VERTIENTE DEL PACIFICO)

CUENCA MUESTREADA	METRO ENCUADRADA	RÍO MUESTRA		CONECRETAS	SMPOLLES	MANGNETITA	CMAZIR	SLEBITA	MONTITA	FILICAPROS	MICA	CLAROLLITA	PHTA	CLORITA	SODIUMICA	MONTORAL	CANTITA	PROMETITA
		VELOCIDAD	CONCENTRACION															
RIO ARENAS	00	30%			X	X	X	X				X	X		X			
RIO NICOLAS BRAVO	00	30%			X	X		X		X		X						
RIO ARMAZA	00	30%			X	X	X					X	X					
RIO S DE FERRERO	00	30%			X	X	X	X										
RIO LIMON	00	30%			X			X					X		X			
RIO TALTEPEC	00	30%			X	X	X					X						
RIO ZANATENCO	00	30%			X	X	X									X		
RIO OCULAPA	00	30%			X	X	X					X			X			
RIO HORCOMES	00	30%			X	X	X	X										
RIO PEDREBAL	00	30%			X	X	X	X			X							
A. SALTO DE AGUA	00	30%			X	X		X				X	X					
RIO DE JESUS	00	30%			X	X	X	X										X
RIO LOS PATOS	00	30%			X	X	X	X										
RIO LA FLOR	00	30%			X	X	X	X							X			
RIO SAN DIEGO	00	30%			X	X		X				X	X		X			
RIO URBINA	00	30%			X	X		X				X				X		
RIO PIJINIAPAN	00	30%			X	X	X	X					X	X				
RIO ECHEGARAY	00	30%			X	X		X							X			
RIO MARGARITA	00	30%			X	X					X	X						
RIO BOBO	00	30%			X	X		X				X	X					
RIO NOVILLERO	00	30%			X	X	X	X										
RIO MAPASTEPEC	00	30%			X	X	X	X							X			
RIO CACALUTA	00	30%	40%		X	X	X	X							X			
RIO ESPUMILLA	00	30%	500 gr		X	X	X			X								
RIO VADO ANCHO	00	30%	500 gr		X	X	X		X	X								
RIO CHALACAS	00	30%	600 gr		X	X	X	X	X	X								
RIO DESPOBLADO	00	30%	1200 gr		X	X	X	X	X	X					X			
RIO MAXIZAPA	00	30%	1200 gr		X	X					X			X				
RIO MUYTLA	00	30%	500 gr		X	X			X	X								
RIO TEPUZAPA	00	30%	500 gr		X	X			X	X								
RIO ISLAMAPA	00	30%	500 gr		X	X	X		X	X								X
RIO CHAMULAPA	00	30%	1200 gr		X	X	X		X	X								X
RIO MUEHUETAN	00	30%	1200 gr		X	X	X	X	X	X				X				
RIO NEJAPA	00	30%	700 gr		X	X			X									
RIO CUATAN	00	30%	400 gr		X	X				X	X							
RIO TEXCUTUAPAN	00	30%	1000 gr		X	X			X					X				

00 = Datos 00 = Deseo-forma



CABELLANOS (1966)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	CONTORNOS SUPERFICIALES
	MORALES MIRELES ANTONIO
	RAMOS FRAUJILLO FERNANDEZ FIGURA No 48 1968

que la llanura fluvial y llanos costeros son el resultado de la transportación de materiales procedentes de las tierras altas hacia el golfo a través de la red fluvial.

Sobre las costas del golfo, granulométricamente las arenas negras tienden a disminuir hacia el oriente desde Barra Chilitpec hasta Punta E. Zapata con valores de ϕ l de la media de 2.7 a 2.9 respectivamente.

Sin embargo, las muestras estudiadas presentan en sus respectivas clasificaciones granulométricas una predominancia de arenas moderadamente bien clasificadas en Barra de Chilitpec y sobre las demás arenas se encuentran en el rango de bien a muy bien clasificadas. Presentando una asimetría hacia valores gruesos y simétricos hacia los valores finos.

C) Prospección de minerales pesados en la Costa del Pacífico.

El área se ubica en el litoral del estado de Chiapas, entre las coordenadas geográficas 15°49' a 14°33' de latitud norte y entre los 93°49' a 92°14' de longitud oeste (fig. 49).

El litoral representa la porción oriental del límite meridional de la planicie costera chiapaneca que presenta una dirección NNW-SSE, con una pendiente muy suave y amplitud promedio de 25 Km.

Se encuentra limitada hacia el NE por la vertiente del Pacífico de la Sierra Madre de Chiapas o Sierra de Soconusco la que se extiende por una distancia aproximada de 250 km. contando desde el río Suchiate, correspondiente al límite con Guatemala y hacia el sureste hasta Barra de Tonalá cerca de Puerto Arista.

A pesar de la variedad de los ambientes de playa, se pudo reconocer que las muestras estudiadas presentan una gran semejanza en la forma de sus curvas granulométricas y en términos generales se puede decir que los sedimentos de playa estudiados, tienden preferentemente a estar constituidos, por arenas medias, moderadamente bien clasificadas a moderadamente clasificadas, presentando formas asimétricas a simétricas hacia tamaños finos (Carranza-Edwards, 1986).

Composicionalmente se trata de litarenitas submaduras, que reflejan una inestabilidad tectónica, producto de la colisión de la placa de Cocos contra la placa Americana (Carranza-Edwards, 1986).

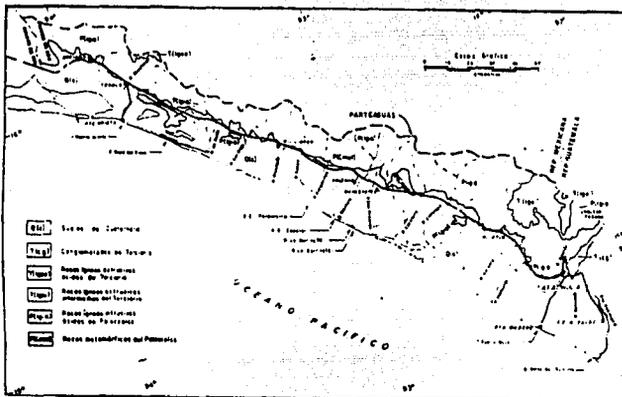
Se puede observar en forma global que los granos de los minerales pesados presentan formas irregulares poco pronunciadas por lo que se deduce que la distancia recorrida es relativamente corta.

-Características mineralógicas y origen de las "arenas negras"

Investigaciones mineralógicas realizadas en el sureste de México por diferentes autores, como por el CRM, en coordinación con Metallgesellschaft, permiten conocer las características particulares de este tipo de depósitos de "arenas negras".

Resultados de análisis señalan que los concentrados de arenas negras bajo el campo del microscopio muestran una relativa homogeneidad tanto en su composición mineralógica como en su granulometría; los minerales pesados consisten principalmente de titanomagnetita, magnetita, ilmenita, magnetita, piroxenos (hiperstena, augita), olivino, fragmentos de roca y vidrio volcánico; el rutilo, leucoceno y zircón aparecen de forma esporádica y son de poca importancia en relación con el contenido de los demás minerales.

Junto a los típicos minerales pesados (magnetita e ilmenita) se pueden observar con frecuencia silicatos (hiperstena, hialosidrita y olivino) así como clastos de rocas basálticas y vidrio volcánico, cabe señalar que la hiperstena y el vidrio volcánico presentan en parte algunas inclusiones de pequeños cristales de magnetita e ilmenita.



CABELLANOS (1982)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL:
	LITONAL CHIAPANEKO
	RODOLFO HIRIELS ANTONIO
	RAMON TONELLO FRANCISCO
	Presentado en el mes de AGOSTO del año 1988

Se reconozca una relación entre el contenido de titanio y la presencia de magnetita o a la titanomagnetita de colores oscuros. La titanomagnetita presenta cristales de magnetita típica en rocas volcánicas.

Con base en las relaciones mineralógicas presentes en estos depósitos se puede reconocer que el contenido de titanio originalmente presente en la magnetita segregó hacia magnetita que se formó a elevadas temperaturas y bajo condiciones oxidantes.

Se puede concluir que solamente existen enriquecimientos menores de minerales pesados, que pueden ser considerados económicamente interesantes (ilmenita, rutilo, zircón). El titanio se encuentra ligado fundamentalmente a la ilmenita y en menor grado a la titanomagnetita, los óxidos de titanio como rutilo, anastasa y brookita solo aparecen de forma esporádica, así como del zircón que se presenta en bajos contenidos.

Estos yacimientos de "arenas negras" sobre la costa de Chiapas, Tabasco, Campeche parece tener su origen de la destrucción de los cuerpos intrusivos emplazados sobre la Sierra de Chiapas, en forma general se puede considerar que las rocas que potencialmente pueden ser la fuente del material detrítico son los intrusivos ácidos y básicos que constituyen el Macizo Gráfico de Chiapas.

Por otro lado, a través del análisis de estudios granulométricos elaborados sobre los litorales del sureste de México, y sobre el macizo gráfico-metamórfico se pueden reconocer las características mineralógicas de estos depósitos, las que se mencionan a continuación:

En la sección de la playa se reconocen tres zonas:

- a) Zona afectada por la rompiente de la ola (A)
- b) Zona de mareas altas (B)
- c) Zona de mareas vivas (C)

De acuerdo con los resultados de prospección y mediante el análisis de perfiles de playa realizados por Carranza (1980), se puede observar que las mayores concentraciones de minerales pesados "arenas Negras" típicas, se localizan especialmente en las arenas de granulometría media de la zona B.

En esta zona los minerales pesados se presentan conformando formas de bandas o laminas dobladas con espesores de pocos milímetros, intercalados con horizontes de areniscas.

La zona A contiene generalmente cantidades pequeñas de minerales pesados, las que se encuentran constituidas principalmente de granos gruesos de arenas conteniendo además restos de organismos calcáreos.

La zona superior C, cubierta generalmente por la vegetación (arbustos, cactus y pastos de playa), presentan una constitución de grano grueso a intermedio presentando en las capas superiores una mineralización de arenas negras con concentraciones bajas y constituyendo diseminaciones.

5.6.3 GEOTERMIA

En este tema se hace necesario el establecer una distinción entre un "campo térmico" y una "área térmica", la que se establece fundamentalmente en que esta última no posee las características aptas para ser explotada económicamente, con las técnicas que actualmente se disponen.

Como los campos geotérmicos requieren tanto de agua como de calor para su existencia, en este trabajo se les cita como "sistemas hidrotermales".

En lo que se refiere a manifestaciones hidrotermales en el sureste de México, dentro de los más importantes se han localizado en la zona de Pichucalco denominado "El azulre", el cual puede ser relacionado con el Volcán Chiconal, en el municipio del Carmen se han localizado manifestaciones hidrotermales, relacionadas con el volcanismo del Venustiano Carranza, además de estas manifestaciones, se conocen las propias al Volcán Tacana, localizadas en sus inmediaciones con temperaturas que varían de 40 a 55°C (C.F.E. 1989).

Se conocen manifestaciones hidrotermales en el área de Tolimán, en donde se asocian a los cuerpos intrusivos del Terciario de composición diorítica (Damon, 1978). Por otro lado, en el área de Copainala sobre el arroyo del mismo nombre, se localizan algunas manifestaciones hidrotermales, las que han sido relacionadas con el sistema de fallas Chilcoasén-Malpasó.

A través del análisis de la distribución regional de estas manifestaciones hidrotermales, se observa un patrón de comportamiento restringido invariablemente a zonas orogénicas jóvenes y particularmente donde existen evidencias de volcanismo reciente.

6. EVOLUCION TECTO-METALOGENICA

6.1 INTRODUCCION

Para establecer un análisis metalogénico es necesario involucrar criterios complementarios que proporcionen información sobre los procesos sedimentarios, tectónicos y magmáticos, que en conjunto expliquen los principales mecanismos de formación y distribución de los elementos, dichos procesos deberán considerarse en el orden cronológico en que se presentaron. Estos parámetros permiten generar un marco geológico de referencia, al presentar de una manera sintetizada los rasgos más importantes que tengan alguna influencia sobre la metalogénesis, como respuesta a la interacción de estos procesos, para así llegar a establecer su desarrollo geológico de formación y épocas de mineralización.

La principal limitante para conocer el origen y evolución de los yacimientos minerales en el sureste de México, es el escaso número de datos disponibles, así como el reducido volumen de información existente, que se ve incrementado por la interacción de diversos procesos tectono-magmáticos que convergen sobre esta zona, mismos que generan una compleja historia metalogénica.

Sin embargo, observaciones hechas en materia de tectónica de placas y expansión del suelo oceánico, han aportado diversos datos claves, sobre los que descansa el esclarecimiento de la relación existente entre la formación de cinturones orogénicos, actividad magmática y la concentración de los depósitos minerales, de la región.

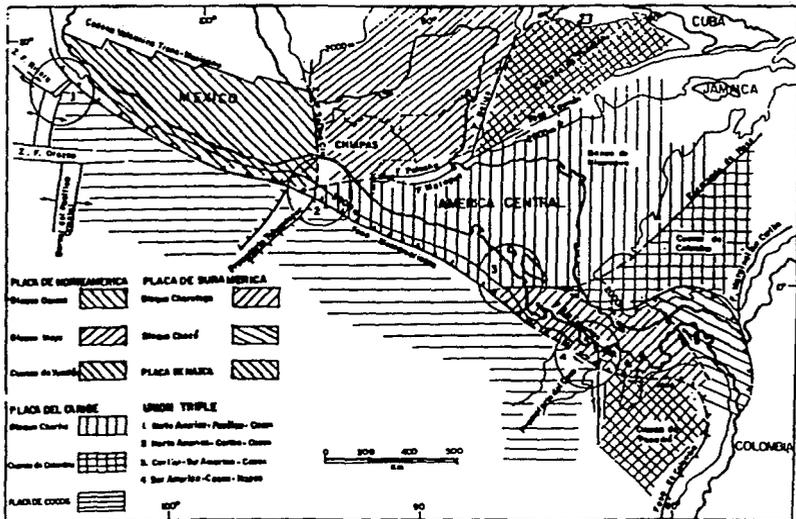
Por otro lado, el esclarecimiento de los parámetros tectónicos y estratigráficos que controlan la evolución del sureste de México, permiten agrupar los diferentes dominios geológicos reconocidos en el área de estudio, de tal forma que es factible realizar una reconstrucción de los aspectos geológicos actuales, sobre la movilidad de la litósfera en el espacio de México, Centroamérica y el Caribe.

El presente análisis se enfocará hacia aquellas zonas potencialmente mineras reconocidas en la región, proponiendo un modelo evolutivo con base en el conocimiento y comportamiento geológico, en tiempo y espacio y su relación con los procesos de mineralización, atendiendo fundamentalmente a la exposición cronológica de cada uno de los metalotectones reveladores, involucrando marco tectónico, tipo de yacimientos generados, asociaciones mineralógicas y épocas metalogénicas.

Al destacar la posición que guarda el sureste de México en relación con las placas litosféricas mayores se observa que la zona de estudio su limita a la porción sur y sureste de la Placa Norteamericana, la que ha sido dividida por dos bloques corticales menores denominados Oaxaca y Maya, ambos de naturaleza cratónica, se incluye la parte oeste de la Placa Caribe identificada como Bloque Chortis y como parte de la macropalca del Pacífico la Placa de Cocos, así como las zonas limítrofes entre ellas. (Fig. 50)

La distribución geográfica del área de estudio, presenta una mayor extensión dentro del denominado Bloque Maya y como se mencionó solo una pequeña parte del estado de Chiapas, al sur de la falla Polochic-Motagua corresponde al Bloque Chortis. Mientras que la porción marina chiapaneca se extiende dentro de la Placa de Cocos.

Es conveniente aclarar que la distribución de las concentraciones metálicas, señalan una clara tendencia en su distribución regional que se manifiestan hacia la parte centro-occidental del estado de Chiapas y que definen las principales zonas metalogénicas del sureste de México. Se observa una tendencia a nivel regional en la localización y distribución de los yacimientos minerales, los que adquieren una configuración en zonas, de forma alineada y subparalela a la actual línea de costa sobre el Océano Pacífico, según se puede observar en el plano general de la zonas metalogénicas. (plano anexo No. 1)



TOMADO DE DENSO. (1988)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	LOCALIZACION TECTONICA
	ABRIL - DR. ELES ANTONIO
	PRIMER SEMESTRE FRANCISCO
	FIGURA NO 16 SE

Con el fin de lograr el objetivo deseado, se realizó una serie de reconstrucciones paleogeográficas y un cuadro relacionando los principales eventos geológicos (Tabla 6.1). En lo referente a la historia de los principales eventos tectónicos y con la finalidad de destacar las diferencias geológicas mayores entre los bloques que convergen en el sureste, se elaboró una tabla simplificada de los principales eventos tectónicos y su relación litológicas. (Fig. 51)

6.2 EVOLUCION PALEOZOICA

Durante el Paleozoico Inferior, el actual estado de Chiapas presentaba un ambiente de somera batimetría conformando un lecho marino en condiciones epicontinentales (PEMEX, 1985), generando que el Macizo Granítico Metamórfico de Chiapas se localizara como una sola unidad fisiográfica (Dengo, 1983).

Interpretaciones tectónicas (Dengo, 1985; 1989 y Sánchez Barrera, 1981), señalan que durante el Paleozoico el Bloque Maya se encontraba en una posición diferente a la actual, ocupando un lugar adyacente al este del Bloque Oaxaca, asimismo el denominado Bloque Chortis presentaba una posición también adyacente al Bloque Oaxaca pero del lado Oeste (Fig. 52). Esta relación se ha comprobado mediante comparaciones de las características litológicas propias de cada bloque (Gose y Swarts, 1977, en Dengo, 1989), así como por la Información paleomagnética presentada por Sánchez Barrera (1981) relativa al bloque Maya, por lo que se puede inferir que por lo menos hasta el Pérmico Tardío, el Bloque Maya ocupaba una gran parte de lo que hoy es el Golfo de México.

A través de las columnas estratigráficas se observa que la historia geológica en el área de estudio se inicia con un grupo de rocas cristalinas y metamórficas que conforman el basamento de las secuencias sedimentarias; considerando como parte integral de este basamento al denominado "Macizo Granítico-Metamórfico". El conocimiento de esta unidad es parcial y aún existen serias dudas sobre las edades de las diferentes clases de rocas que lo componen así como de las relaciones entre ellas.

Múltiples estudios de exploración tanto radiométricos como petrográficos efectuados por PEMEX, CRM, IMP y otros investigadores, han podido definir evidencias de la formación de una corteza continental, durante el Precámbrico e inicio del Paleozoico. Antes de este tiempo el registro geológico resulta incompleto, existiendo prolongados periodos para los cuales no se han reportado evidencias de eventos geológicos.

Con base a la cuantificación de isocronas de fechamientos realizados a dicho Macizo a través de estudios radiométricos, se propone que el proceso de emplazamiento del cuerpo intrusivo se efectuó a finales del Ordovícico, siendo contemporáneo en tiempo con la fase Orogénica Taconiana de los EUA.

Sin embargo, las rocas Precámbricas y Paleozoicas han sido recrystalizadas o alteradas mediante procesos metamórficos, y sus edades definidas por estudios radiométricos, reflejan el tiempo que han estado sujetas a estas alteraciones y no el tiempo en que fueron originadas. En este sentido, evidencias de campo señalan que la intrusión se realizó a finales del Paleozoico (Pérmico Tardío) (Carfentan, 1983), como consecuencia de la Orogenia Apalachiana; contemporánea a los intrusivos que cortan a los sedimentos Paleozoicos (Pensilvanico-Pérmico Inferior) localizados en la Montañas Mayas (Bateson, 1972, en Carfentan 1977). Se puede confirmar con estos datos, que las rocas intrusivas del Macizo Granítico-Metamórfico de Chiapas son el resultado de diferentes eventos tectónico-magmáticos y que no se trata de un batolito simple y de edad uniforme.

PRINCIPALES EVENTOS GEOLOGICOS

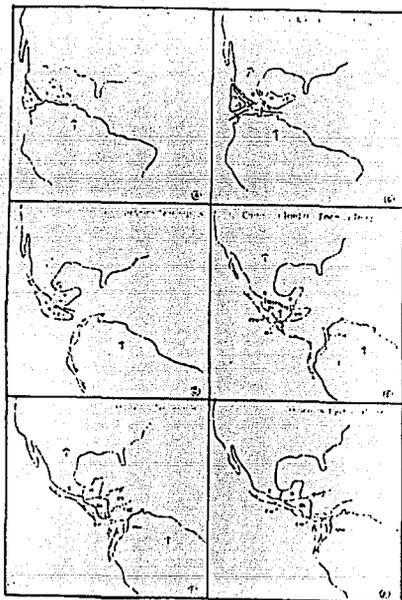
	EVENTOS	TECTONICOS	MAGMATICOS	SEDIMENTARIOS	MINERALIZACION	TIPO YACIMIENTOS
C E N O Z O I C O	Pleistoceno	CASCADIANO	Intrusivos Dioríticos, granodioríticos		2º PERIODO (Cu-Mo, Pb, Zn, Cu Au-Ag)	Hidrotermales, metaasimáticos.
	Plioceno	CHIAPANECA	Granitos, granodioríticos, tonalitas		1º PERIODO (Pb, Cu, Zn, Au-Ag)	Hidrotermales
	Mioceno					
	Oligoceno					
	Eoceno	LARAMIDE			terrigenos Terciarios	
	Paleoceno					
M E Z O Z O I C O	Cretácico	PRELARAMIDE		carbonatos Mesozoicos		
	Jurásico	ARCO MAGMATICO	Emplazamiento de cuerpos intrusivos calco-alkalinos, cuerpos hipabiales y derrames andesíticos	interdigitación de rocas sedimentarias con depósitos volcano-sedimentarios (Chicomuselo)		Volcano- sedimentarios (?)
	Triásico					
P A L E O Z O I C O	Pérmico	APALACHIANA	Granitos, Dioritas Cuarzomonzonitas	cuenca intracratónicas	Pb, Cu	sin-sedentario
	Misépico	ACADIANA				
	Carbonífero	TACONICO				
	Devónico					
	Ordovícico					
	Cámbrico					

TABLA 6.1

EADAES		BLOQUE OAXACA		BLOQUE MAYA		BLOQUE CHORTIS
		Cuenca de Maricao Guerrero	Cuenca de Tlaxiaca	Chiapas Central	Guatemala Central	Honduras Central
CENOZOICO	Terciario	Chapala	Grupo Babao	Grupo Babao	Grupo Babao	Grupo Babao
		Coahuila				
MESOZOICO	Cretacico	Sanon	"sanon rojal"	(Varias formaciones de areniscas en el fondo)	Grupo Babao	Grupo Babao
		"sanon"	Fm. Maricao		Fm. Coahuila	Fm. Coahuila
	Albano	Albano		Fm. Todos Santos	Fm. Todos Santos	
	Albano	Fm. Coahuila				
	Albano	Fm. Chiapas				
	Albano					
PALEOZOICO	Permiano		Fm. Tlaxiaca	Fm. Tlaxiaca	Fm. Coahuila	Fm. Coahuila
			Fm. Tlaxiaca	Fm. Tlaxiaca	Fm. Coahuila	Fm. Coahuila
		Fm. Coahuila	Fm. Coahuila	Fm. Coahuila	Fm. Coahuila	
		Fm. Coahuila	Fm. Coahuila	Fm. Coahuila	Fm. Coahuila	
PRECAMBREO	Precambrio		Complejo Oaxaca	Complejo Oaxaca	Complejo Oaxaca	Complejo Oaxaca

TONADO M.C.F.E. (1983)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	CORRELACION TECTONICA
	RONALDO HERRERA HERNANDEZ
	RAMON TALLADO FRANCISCO
FIGURA No. 21	1983



REVISTA DE LA FA SA 4-1981

U  M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	EVOLUCION VEGETACION
	REGIONES ANDINAS
	CIUDADELA DE MEDIANERA

Las condiciones paleogeográficas correspondientes del Cámbrico al Misisípico Inferior se encuentran definidas y caracterizadas por un mar en condiciones epicontinentales, mientras que a partir del misisípico se genera una cuenca intracratónica, conformada entre los Bloque Oaxaca y Maya, dentro de un ambiente de margen continental pasivo. Dicho ambiente genera en la parte sur del Bloque Maya, sobre el basamento granítico-metamórfico una gruesa secuencia de rocas sedimentarias, cuya edad se extiende desde el Misisípico al Pérmico Medio, depositadas en la cuenca paleozoica "Chiapas-Guatemala" (López-Ramos, 1969; Dengo, 1975)

La extensión geográfica de esta cuenca, hasta ahora conocida con base en parámetros litológicos, muestra un desarrollo hacia el norte y noroeste de la región de Chicomsul y al sureste del estado de Chiapas, extendiéndose al noreste de Guatemala, hasta las Montañas Mayas de Belice. Esta distribución se sugiere con base en afloramientos paleozoicos reconocidos a nivel superficial y en perforaciones exploratorias realizadas en el área de estudio, así como en Belice y Guatemala. (López-Ramos, 1969, 1973).

Durante la evolución paleogeográfica la cuenca paleozoica presentó condiciones geológicas que favorecieron la formación de potentes secuencias sedimentarias calcáreas, caracterizadas por la presencia de variaciones ambientales durante su desarrollo, con cambios indicativos de facies continentales hasta lagunares de baja energía con influencias marinas temporales (Formación Santa Rosa Inferior), así como facies lagunares detriticas y calcáreas de plataforma (Santa Rosa Superior, Paso Hondo en Chiapas y Chochal en Guatemala), las que han sido reconocidas a través de estudios estratigráficos y cartográficos. (Hernandez, 1973 ; De la Rosa, 1990) (Fig. 53)

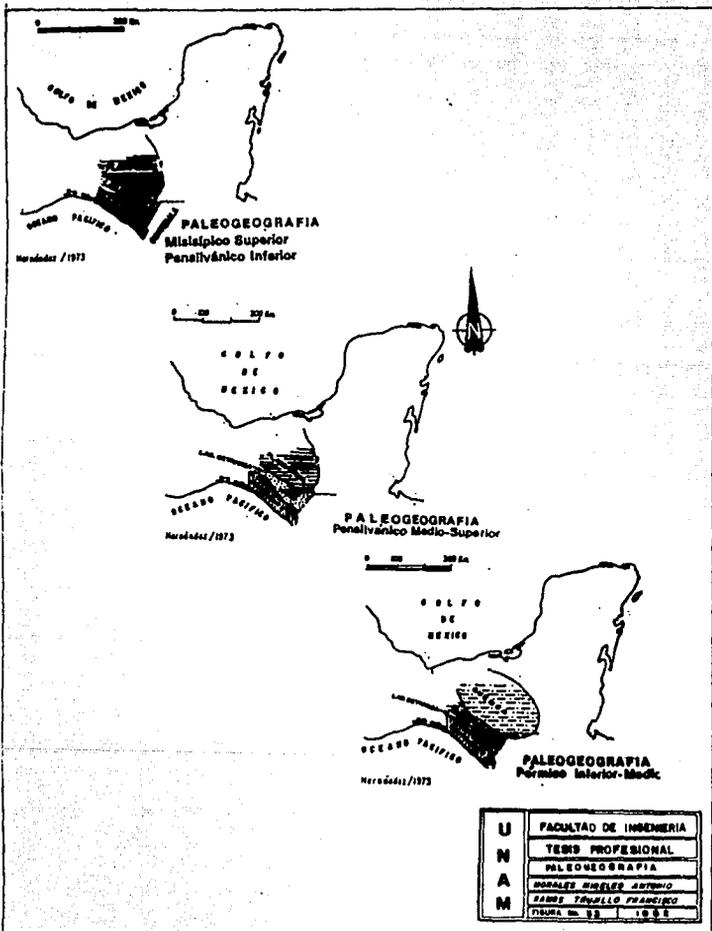
a) Ambiente metalogénico

Este marco geológico, generó la formación y desarrollo de diferentes ambientes metalogénicos bien definidos para el Paleozoico:

- 1) Del Cámbrico al Misisípico Inferior, se encuentra caracterizado por un ambiente de depósitos sedimentarios, en un mar epicontinental, lo que favorece la acumulación de conglomerados, lutitas y areniscas, representados por la Formación Santa Rosa Inferior. Esta secuencia de rocas sedimentarias es afectada por la Orogenia Acadiana de finales del Misisípico, acompañada por un metamorfismo regional que generó la formación de filitas, pizarras y esquistos de sericita.
- 2) Ambiente de plataforma-cuenca intracratónica, la que se desarrolló a partir del Misisípico Superior extendiéndose hasta el Pérmico Superior, representada por las formaciones Santa Rosa Superior, Paso Hondo y Grupera.

Estos ambientes proporcionan para este tiempo, las condiciones geológicas favorables para la formación de yacimientos estratiformes así como de concentraciones por precipitaciones químicas. Se ha reconocido para este tiempo que minerales de hierro como la magnetita, hematita, goethita, siderita, silicatos y sulfuros de hierro son los minerales más abundantes dentro de todos los sedimentos químicamente precipitados; sin embargo, estos depósitos dependen directamente de las condiciones ambientales y geoquímicas prevalientes. El medio inmediato para la deposición de las diferentes facies es controlado por pH, Eh, la concentración y número de componentes químicos del agua y la posible influencia de organismos. Por lo que es muy difícil demostrar las condiciones químicas de las aguas marinas para este período y su posible influencia en la formación de concentraciones metálicas.

Dentro de las secuencias sedimentarias paleozoicas se han reconocido concentraciones de minerales metálicos dentro de una secuencia arenosa (Formación Paso Hondo ?), donde los sulfuros de plomo y cobre funcionan como cementante de acuerdo con interpretaciones del CRM, los que han sido clasificados tradicionalmente como de origen hidrotermal.



Sin embargo, con base en las condiciones metalogénicas prevalcientes para este tiempo, se puede inferir un modelo de mineralización, concluyendo que dicha mineralización es consecuencia de los mismos procesos sedimentarios que dieron origen a la roca encajonante (Fig. 54), controlados por las condiciones paleogeográficas y químicas, presentándose la mineralización en forma de sulfuros de Pb y Cu, adquiriendo formas lenticulares y dispersados. Cabe señalar la presencia de cristales bien desarrollados de galena, con un alto grado de pureza, principalmente en el área de Nueva Morelia.

La distribución geográfica de estas rocas paleozoicas, ha sido identificada en las áreas de Chicmuselo, Paso Hondo, Frontera, Comalapa y Ciudad Cuauhtémoc dentro de territorio mexicano.

Dentro de este marco geológico, existen evidencias del ámbito tectónico-magmático en el que actuaron los diafrosismos Acadiano y Apalachiano; siendo evidentes solamente a través de discordancias angulares de carácter regional, la primera de ellas se localiza entre los metasedimentos de la Formación Santa Rosa Inferior (Aguacate) y Santa Rosa Superior. Y el segundo episodio se manifiesta entre las calizas de la Formación Paso Hondo y los detritos continentales de la Formación Todos Santos del Mesozoico.

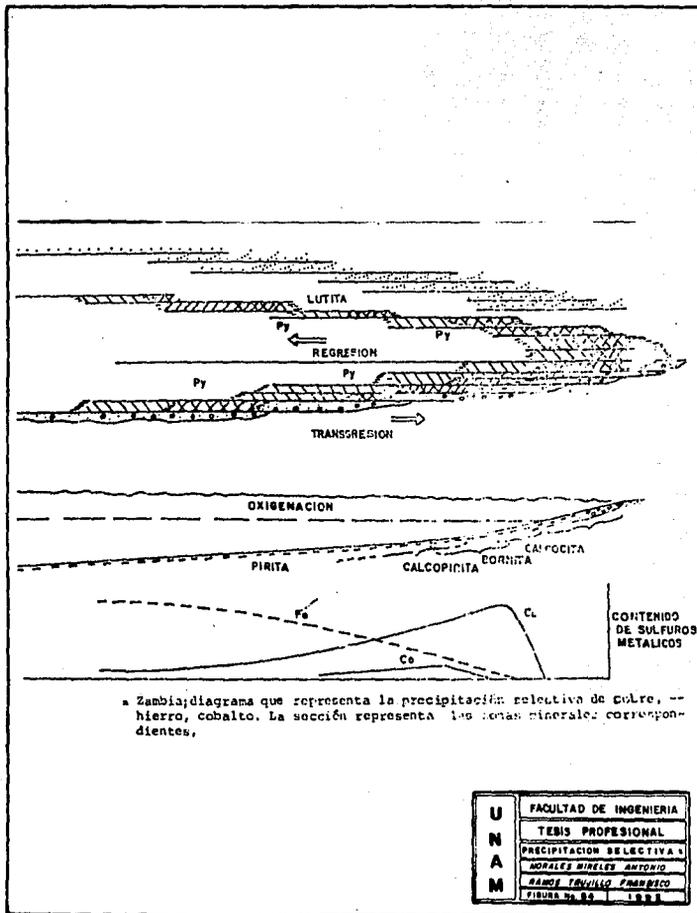
3) Ambiente de cuenca afectada por cuerpos intrusivos.

La actividad ígnea durante el paleozoico se reconoce para fines del pérmico caracterizado por el emplazamiento de cuerpos intrusivos, cuya composición varía de granitos, dioritas y cuarzomonzonitas; dichos procesos magmáticos ocurrieron tanto en la Sierra Madre del Sur en Chiapas, como en los Montañas Mayas de Belice, los que han sido identificados como tipo arco en torno a la costa del Pacífico (Graham, 1975; en Coney, 1983), todo ello acompañado por un metamorfismo de carácter regional. Este marco geológico, genera un ambiente metalogénico de cuenca deposicional intracratónica epicontinental, caracterizada por una secuencia de rocas sedimentarias de plataforma y cuenca, afectadas por cuerpos intrusivos graníticos pérmicos.

La presencia de rocas carbonatadas dentro de la secuencia sedimentaria paleozoica (como roca encajonante) al rededor de los emplazamientos graníticos alcalinos y calco-alcalinos, son muy favorables para la generación de yacimientos metasómáticos de Cu-Mo; considerando una importante guía mineralógica la presencia de cuarzomonzonitas y granodioritas reportadas para este tiempo, generando en el área de contacto un metamorfismo, que transforma a las rocas encajonantes en rocas silicatadas (taclitas y skarn).

No obstante, con la información disponible hasta ahora no es posible evaluar en forma adecuada las condiciones geológicas prevalcientes durante el desarrollo de concentraciones metálicas, con los procesos ígneos pre-mesozoicos, debido a su gran edad y a la compleja superposición de eventos geológicos.

Sin embargo, se ha logrado definir dentro de las secuencias sedimentarias paleozoicas que conforman esta cuenca pre-mesozoica, sistemas estructurales sumamente complejos, que han permitido el emplazamiento de concentraciones metálicas (Pb, Zn, Cu (Au-Ag)) noogénicas. Estas concentraciones se han localizado fundamentalmente dentro de las formaciones Paso Hondo del Paleozoico y Todos Santos del Mesozoico Temprano, así como en el contacto entre estas dos formaciones, el que constituye una discordancia angular reconocida en el municipio de Chicmuselo, adquiriendo los cuerpos mineralizados vetas subparalelas o en bolsas alineadas a lo largo de fallas.



U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	PRECIPITACION SELECTIVA
	MORALES HINDELS ANTONIO
	RAMOS TAVILLO FERNANDO
	FIGURA No. 82 1983

6.3 EVOLUCION MESOZOICA.

El marco paleogeográfico para el Mesozoico se encuentra conformado por los bloques Oaxaca y Maya entre los que se desarrolla una cuenca de margen continental pasivo denominada "Cuenca Mesozoica de Chiapas-Tabasco" (PEMEX, 1984). (Fig. 55)

Se ha definido que esta cuenca, se encontraba formada por una pequeña área con características de corteza oceánica, cubierta por una secuencia de sedimentos carbonatados, con la presencia de sedimentos rojos continentales (Formación Todo Santos) distribuidos localmente hacia su base, así como la presencia de evaporitas con espesores irregulares. Secuencias litológicas como estas son características y típicas de encontrarse alrededor de las cuencas del Atlántico (Winker, 1968).

Durante su evolución la Cuenca Mesozoica de Chiapas, con base en los rasgos prevalientes a nivel tectónico, evidencian una interacción con la existencia y evolución de un arco magmático mesozoico generado a partir del Triásico Tardío, hacia la zona del Pacífico. Dicho arco ha sido rastreado por métodos radiométricos, determinando que se extiende desde el sureste de los E.U.A. hasta el actual estado de Chiapas, (Damon, et al. 1981), abarcando toda la margen occidental de la República Mexicana, y pudo haberse extendido hasta la República del Ecuador, si se considera que durante el Pensilvánico-Pérmico se produjo la colisión entre los paleocontinentes África-América del Sur y el de Norteamérica que originan el cierre del Proto-Atlántico (Coney, 1983).

Estas condiciones favorecieron el desarrollo de un ambiente metalogénico, definido por la ocurrencia simultánea de diferentes dominios geológicos, cuya interacción crea un ambiente de arco magmático continental emplazado sobre una secuencia de rocas Paleo-Mesozoicas carbonatadas y volcanosedimentarias, generando tectónicamente un ambiente de arco volcánico-cuenca marginal.

Este arco magmático continental está representado por depósitos sedimentarios volcánicos continentales del Jurásico Inferior y Medio, distribuidos actualmente desde Arizona y el sureste de California hasta las Repúblicas de Colombia y del Ecuador. (Formaciones Nazas, Todos Santos, Giron, Chapizal), Coney, (1983), constituyendo el testimonio de la prolongación regional, en el sureste de México, de una franja de convergencias hacia el tiempo Triásico-Jurásico.

Estratigráficamente la secuencia de depósitos del mesozoico es transgresiva, iniciando con una cuenca salina, cuya posición estratigráfica la ubica entre el Triásico y Jurásico Temprano. Asimismo se puede interpretar conforme a las columnas estratigráficas y efectos estructurales, que el ambiente de depósito de la Formación Todos Santos, que se acumuló antes que las evaporitas (sal), estuvo controlado por un sistema de horts y grabens relacionados con la proto-cuenca del Golfo; mientras que los clastos depositados durante y después de los depósitos evaporíticos son el resultado de la erosión de los terrenos altos que limitaban a la cuenca (Barreda, 1891; en Dengo, 1989)

La interdigitación de estos depósitos puede asociarse como una respuesta a la acreción de una dorsal submarina sobre el pacífico en combinación con levantamientos locales que generaron las condiciones oceanóticas del nivel del mar, favoreciendo a estos depósitos. (De la Rosa, 1989)

Este ambiente permitió el emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición calcoalcalina con variaciones laterales, de granito, diorita y granodioritas, así como la presencia de cuerpos hipabisales y derrames de carácter andesítico de hornblenda y traquitas, reportadas en columnas estratigráficas.



Marzo de Oct /1979



U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	PALEOGEOGRAFIA
	DOMINGO SIBILEN ANTONIO
	CIENCIAS BÁSICAS Y APLICADAS FÍSICA DE 25 1979

- Relaciones tectónicas: arco volcánico-cuenca deposicional

La Interacción de un arco magmático y una cuenca deposicional durante el periodo Triásico-Jurásico tiene como consecuencia la presencia de variaciones ambientales, definidas a lo largo de su distribución regional, que se comprueba conforme a las descripciones de las secuencias sedimentarias e ígneas reconocidas.

La conjugación de eventos geológicos, sedimentarios e ígneos se hace patente al sur del municipio de Chilcomusel donde se tiene el depósito de secuencias sedimentarias terrígenas continentales, constituidas en su mayor parte por lutitas, limolitas y areniscas litificadas y apizarradas, que presentan la influencia de un arco volcánico, identificado por rocas ígneas entre las que se encuentran muestras de traquita con edades pertenecientes al Triásico Medio. Hacia el occidente en el área de Jaltenango de la Paz, sobre esta misma secuencia sedimentaria terrígena se encuentra un paquete de tobas, aglomerados y lavas de composición andésitica-traquita con una edad posible del Triásico Medio-Superior, determinada con base a sus relaciones de campo y su posición estratigráfica (CRM, 1984).

Por su parte en el área de Cintalapa se han reconocido andésitas y traquitas conocidas como "Andésitas Pueblo Viejo", cuya edad radiométrica varía entre el Jurásico Medio-Superior, sobreyaciendo en forma discordante al basamento granítico y subyaciendo a la Formación Todos Santos.

El Jurásico Medio-Superior se conoce en la región del Istmo de Tehuantepec y Uzpamapa, en la formación sedimentaria Todos Santos que se interdigita con rocas extrusivas de composición intermedia.

Coney (1983), ha asociado las secuencias volcano-sedimentarias continentales de las Formaciones Nazas y Todos Santos, a un arco magmático continental resultado de un primer episodio de subducción hacia el este, de la placa oceánica contra un borde continental (Placa Norteamericana), desarrollado sobre la margen occidental, por lo que es factible la prolongación de las formaciones volcánicas mesozoicas a lo largo de toda la cordillera sur hacia el noroeste y oeste de México hasta el actual estado de Chiapas.

Argumentos adicionales sobre la coexistencia de un arco y una cuenca surgen a partir de la distribución de dolomitas dentro de la secuencia de rocas calcáreas. Bajo el efecto del volcanismo asociado, Deteyes (1979), señala que el efecto diagénético conserva una dirección preferencial de la plataforma hacia la cuenca marina, orientada hacia el noreste con respecto al Macizo de Chiapas, por lo que se puede inferir que los depósitos calcáreo-arcillosos son generados a partir de procesos volcánicos de ese tiempo, debido a una gran actividad y posterior depósito de cenizas volcánicas, procedentes muy posiblemente de un arco magmático continental sobre la antigua posición del macizo de Chiapas ya que en condiciones acuosas se formaron minerales arcillosos (magnesianos) los que se transformaron gradualmente en dolomitas.

Se puede postular un modelo que se argumenta principalmente sobre estas consideraciones estratigráficas y aspectos geológicos generales: Durante el transcurso del tiempo Triásico-Jurásico Medio y Superior, el sureste del área funcionó como margen convergente semejante al actual, en la costa del Océano Pacífico, generado por la formación, colisión y acreción de los arcos submarinos contra el borde continental de Norteamérica (Coney, 1983), mientras que al norte y nororiente en forma simultánea se origina una margen divergente que da lugar a la apertura del Océano Atlántico y consecuentemente del Golfo de México.

6.3.1 Ambiente metalogénico

Ambiente de arco magmático

Para este tiempo quedó planteada la existencia y evolución de un arco magmático continental que inició desde el Triásico Superior y se extendió hasta el Cretácico Inferior, en el que la actividad ígnea intrusiva es manifiesta junto con un volcanismo importante, todo ello afectando a una cuenca deposicional mesozoica.

Este marco geológico de subducción genera un ambiente metalogénico:

1) Ambiente de post-arco, definido por la presencia de una secuencia de rocas volcanosedimentarias y volcánico-plutónicas, constituidas por tobas, andesitas, melandesitas, metatobas (Carfantián, 1977) reconocidas en los municipios de Chicomuselo y Cintalapa, los que definen una franja de sedimentos volcanosedimentarios, que corre en forma paralela al macizo cristalino de Chiapas, hacia su flanco NE. Cabe señalar que esta franja se ve interrumpida a la altura de los municipios de Melchor Ocampo y Villa Flores, donde no se han reportado, secuencias de este tipo.

Este ambiente es favorable para la formación de depósitos de sulfuros masivos de composición polimetálica con (Au-Ag), los que pueden presentarse en forma de lentes y "stockwork" dentro de las mismas secuencia volcanosedimentarias. Adquiriendo un control estructural NW-SE, como se presentan en la región de Chicomuselo.

2) Ambiente de margen de subducción, caracterizado por la presencia de rocas volcánico-plutónicas de composición varia de granito, diorita y granodiorita, presentando gradaciones laterales dentro de esta misma composición, reconocidas en los municipios de Arriaga y Motozintla, así como por la presencia de grandes estructuras volcánicas (estrato volcanes) de una edad Jurásica (Carfantián, 1977), estas estructuras y manifestaciones ígneas ocupan principalmente la parte norcentral del estado de Chiapas.

Damon y Clark (1981), señalan que la relación genética entre los distintos tipos de concentraciones metálicas y el volcanismo, demuestran que la reconstrucción paleogeográfica de los arcos magmáticos así como de sus ambientes geológicos es el método más eficiente para la determinación en tiempo y espacio de las provincias y épocas metalogénicas.

En este sentido, conforme al modelo de mineralización del arco magmático continental del norte del país, propuesto por Clark en 1981, muestra que la mayoría de los depósitos importantes de minerales metálicos de la cordillera sur están directamente relacionados con la actividad subvolcánica del arco magmático, y la sucesión de los depósitos metálicos formados durante la progresión al oriente se encuentran sobrecubierta por depósitos más recientes, originados por la regresión del arco al poniente (Damon, 1981). Sin embargo, estas condiciones metalogénicas mesozoicas no han sido comprobadas para el sureste de México.

La contemporaneidad que existe entre el emplazamiento de cuerpos intrusivos y la formación de los depósitos minerales permite inferir que para el Triásico-Jurásico existieron las condiciones metalogénicas apropiadas para la generación de concentraciones metálicas, de tipo metasomático, hidrotermal y no metálicos, así como yacimientos volcánico-sedimentarios.

Por otro lado, se ha logrado definir metalogénicamente que un ambiente tectónico de convergencia favorece el emplazamiento de complejos básicos-ultrabásicos. Estos cuerpos pueden ser prospectables por minerales de Cr, Ni, Pt y Co, reconocidos en la región de Motozintla, cerca con los límites con Guatemala.

Sin embargo, dentro del área de estudio, en la región de Chicomuselo, específicamente en el prospecto "Lajerío", se ha reportado mineralización en forma de sulfuros de Pb y Zn (CRM, 1984), adquiriendo formas lenticulares, dentro de una secuencia de areniscas interestratificadas con delgadas capas de lutitas con espesores variables de 1 a 4 cm. las que forman parte de la Formación Todos Santos, correspondiente al Triásico, tiempo en el que se asocian las secuencias volcano-sedimentarias continentales de las Formaciones Nazas y Todos Santos. Con base a estas condiciones, se puede argumentar la existencia de yacimientos volcansedimentarios para este tiempo, aun sin contar con las evidencias suficientes de yacimientos reconocidos.

3) Ambiente de cuenca deposicional

Las condiciones paleogeográficas para este tiempo, favorecen la formación de potentes secuencias sedimentarias como ya se ha señalado, para el Triásico-Jurásico Temprano dentro de esta cuenca se genera una secuencia evaporítica (sal), durante el depósito de la Formación Todos Santos, por lo que metalogénicamente este período puede ser prospectable por potenciales depósitos de sal. Tal es el caso de la localización de horizontes salinos Triásicos en la región de Solusuchiapa y norte de Chiapas.

En general, la secuencia de depósitos sedimentarios mesozoicos paleogeográficamente finaliza al acentuarse los movimientos de la Orogenia Laramide a finales del Cretácico Tardío (Eoceno), generando la formación de detritos sinorogénicos para el Paleoceno. La distribución de tales materiales estuvo controlada paleogeográficamente por la presencia de los Bloques Oaxaca y Maya, entre los cuales se formaron las cuencas terciarias del sureste del país. (Fig. 56)

La sedimentación detrítica se desarrolló y distribuyó en el espacio formado por la sierra de Chiapas y en la Llanura Costera del Golfo (Cuencas de Veracruz, Comacalco y Macuspana).

A través del análisis de Informes geológico-mineros proporcionados por el CRM, así como datos recopilados en la Dirección General de Minas, conducen a interpretaciones sobre la génesis de las concentraciones metálicas, donde se reconoce que el proceso de mineralización mantiene una evolución controlada fundamentalmente por el emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición calco-alcalina, mismos que presentan una distribución geográfica controlada por los sistemas estructurales de la zona.

Datos disponibles a la fecha, revelan que la gran mayoría de las concentraciones metálicas del sureste de México, se encuentran genéticamente relacionadas con los procesos neotectónicos-magmáticos, correspondientes al Terciario Medio-Superior. Por ello se retomarán algunas características tectónicas, para determinar y conocer la evolución de las concentraciones metálicas.

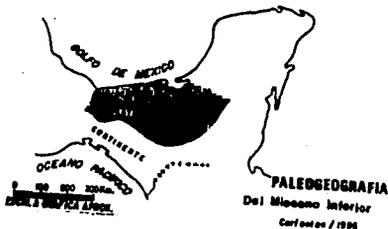
La estabilidad tectónica para este tiempo se considera controlada por la interacción de tres placas que convergen a la altura del Golfo de Tehuantepec; involucrando el sistema de fallas transformes de Polochil-Motagua y la Trinchera Mesoamericana; esta última dividida en dos porciones de acuerdo con las características que le imprimen la Placa de Cocos, utilizando como frontera la Dorsal de Tehuantepec (Fig. 57). Condiciones tectónicas que definen un sistema de junta triple, de tipo Trinchera-Trinchera-Falla Transforme (Delgado, 1986).

Tomando en cuenta las edades reportadas de la trinchera, se propone el inicio de la evolución de la junta triple a partir de 10 m.a., lo que se comprueba por la presencia de sedimentos del Mioceno Tardío, en la base de la pila sedimentaria (Watking et al. 1982).

En los últimos años con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas en los bordes convergentes tipo océano-continente, se ha relacionado con la producción de volcánismo andesítico (Dickinson y Hatherthon, 1967 en Urrutia, 1977), y de depósitos hidrotermales (zonas mineralizadas), en áreas adyacentes y paralelas a los bordes tectónicos. Sin embargo no resulta el mismo paralelismo cuando se trata de correlacionar el volcánismo reciente con la misma trinchera para el sur y el sureste de México.

El arreglo de los límites constructivos de la placa de Cocos con respecto a la zona de subducción, proporcionan una serie de características que varían según su posición con respecto al eje de la trinchera, hacia el NW-SE, se vuelve más densa, menos caliente y más joven (Urrutia, 1977); las velocidades de entrada tomando como base la información paleomagnética, es de 9 cm/año frente a las costas del Istmo de Tehuantepec y de 7.5 cm/año frente a las costas de Guatemala (Dengo, 1989), provocando un aumento en la interacción con la placa americana disminuyendo el ángulo de la subducción de la Placa de Cocos. Como se comprueba por secciones elaboradas por Vaness (et al 1989, en De la Rosa). (Fig. 58)

No es claro sin embargo, cómo las características superficiales se relacionan o conectan a la tectónica de placa subduccionada. No obstante dentro del área de estudio, se ha reconocido una cadena de volcanes cuaternarios en diferentes relaciones geométricas con respecto a la zona de subducción. El cinturón volcánico transmexicano, al norte del bloque Oaxaca, forma un ángulo en relación con el eje de la fosa y



U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	Cuerpo Acad. UNAM
	MORALES MARQUEZ ANTONIO
	RAMOS TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA No. 64 1998



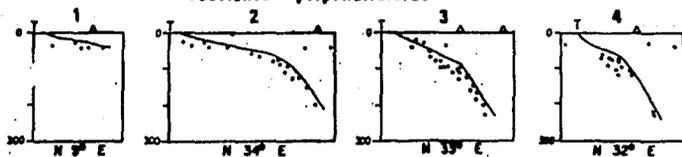
Localización generalizada de hipocentros en la Costa Pacifico

G. Vanness y otros, 1964



SECCIÓN PARALELA A LA TRINCHERA MESOAMERICANA

secciones perpendiculares



TOMADO DE LA ROSA ET AL., 1989

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	CARRERA TIPO PROFESOR
	DOCTORAL INGENIERIA CIVIL
	ANEXO ESPECIAL INGENIERIA FOLIO No. 89 1989

dista de hasta 250km en su parte occidental del mismo, mientras que la porción oriental presenta una separación que varía de 300-350km de la trinchera.

Con base a las consideraciones anteriores, se observa que la evolución de la junta triple explica geoméricamente la inflexión mencionadas en los capítulos de tectónica; así como de la trinchera y la generación de la Cuenca de Tehuantepec (Delgado, op. cit.) Así como la distribución geográfica de las concentraciones metálicas, considerando que la migración se efectúa a lo largo de 100 kilómetros como se muestra en la Fig. 59.

Las diferentes relaciones entre la posiciones de los volcanes, zonas mineralizadas y manifestaciones geotérmicas, con respecto a el eje de la fosa indican angulos de subducción diferentes, que debe ser bajo en el bloque Oaxaca, un poco mayor en el bloque Maya y mucho más pronunciados en el bloque Chortis.

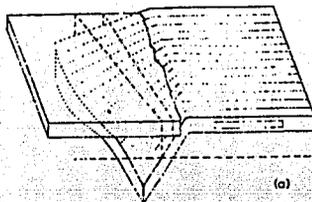
Estas estructuras y manifestaciones, así como la proyección superficial de hipocentros sísmicos (Fig. 60) en conjunto parecen definir un arco volcánico arqueado a la trinchera mesoamericana, nombrada como arco moderno chiapaneco (Damon y Montesinos, 1978). Donde se puede observar que la evolución de la junta triple genera la aparente migración de las rocas volcánicas hacia el NE en un tiempo comprendido entre 8 y 5 m.a., mientras que el arco volcánico Neogénico migró aparentemente hacia el norte. Cabe señalar la aparente continuidad de los edificios volcánicos activos de los Tuxtlas, el Chichonal y el Tacana que en conjunto definen el Moderno Arco Volcánico (Fig. 61)

La proyección hacia el continente del desplazamiento resultante se traduce en un ambiente continental de inestabilidad y de discontinuidades estructurales, evidenciada por una tectónica con un estilo que difiere en gran medida de la que ocurrió en forma contemporánea en el norte de la República, identificado en el sureste con un volcánismo, fallamiento y desarrollo de cuencas para la región de Chiapas.

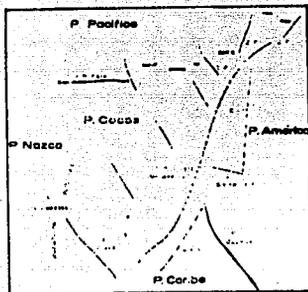
Durante este movimiento se manifiesta la formación o reactivación (?) del sistema de fallas Polochic-Motagua, por colisión del bloque Chortis y Maya (Dengo, 1989), como efecto del empuje y carga de la paleoplaca oceánica Kula en subducción de forma transversal al continente (placa Norteamericana) (Dinhelman, 1975; Dengo, 1983). El movimiento hacia el este de la placa del Caribe con respecto a las placas norteamericana y sudamericana, trae como resultado que lo que es ahora el basamento de América Central, emigre hacia el este por medio del sistema de fallas Polochic-Motagua, con respecto a Chiapas desde una posición al sur de Acapulco hasta su posición actual, ocasionando la deformación transpresiva del Terciario que se reconoce en Chiapas (Coney, 1983).

En el Mioceno se generó un nuevo evento tectónico que favorece en el Macizo de Chiapas una reactivación magnética que provoca el emplazamiento de rocas intrusivas, las cuales varían de granito, granodiorita, tonalita y en menor proporción gabros y diques; asociada a esta actividad ígnea se reconoce un metamorfismo de carácter regional.

Además de las manifestaciones intrusivas señaladas, durante el Mioceno Medio, se genera un intenso volcánismo evidenciado por la presencia de depósitos de cenizas, las que se encuentran intercaladas dentro de la secuencia de rocas sedimentarias; asimismo se origina una gran variedad de rocas cataclásticas. Dentro de las zonas de debilidad cortical se manifiestan en ellas, aparatos volcánicos cuyo material efusivo principalmente es compuesto por cenizas volcánicas, tobas y aglomerados. Entre estas edificaciones volcánicas se encuentran los volcanes como el Chichonal, Chilon y Venustiano Carranza.



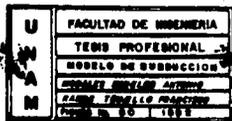
(a)

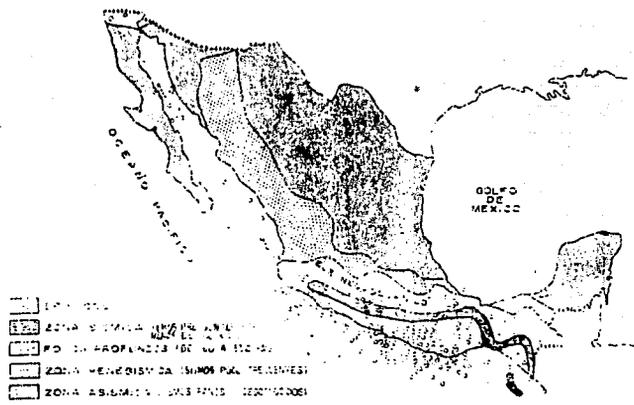


(b)

Diagramas esquemáticos que muestran la entrada de la Placa de Cocos bajo la Americana y del Caribe (b) considerando una dirección no perpendicular a la trinchera en la zona correspondiente a la Placa Americana (a).

TOMADO DE URRUTIA (1977)





- ZONA DE PLACAS AMERICANA
- ZONA DE PLACAS PACÍFICA
- ZONA DE PLACAS DE LA TIERRA
- ZONA DE PLACAS DE LA TIERRA
- ZONA DE PLACAS DE LA TIERRA

Distribución de zonas en las Placas de la Tectónica Americana (tomada de López Ramos, 1974).

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	MATERIA: Mecánica de Suelos
	AUTOR: DONALDO QUELLES ANTONIO
	TÍTULO: DISEÑO DE FUNDACIONES PARA TORRES DE TRANSMISIÓN

6.4.1 Ambiente metalogénico.

Es precisamente en el transcurso del Cenozoico Tardío cuando se manifiesta una intensa y marcada actividad hidrotermal generando yacimientos hidrotermales, metasomáticos polimetálicos, así como ferrífero cupríferos. Su origen se atribuye a la acción calorífica generada durante el emplazamiento de cuerpos intrusivos calco-alkalinos, desarrollada dentro de un marco tectónico de convergencia, afectando a la cuenca post-arco Chiapas-Guatemala.

El periodo de reactivación tectónica y magmática para el sureste de México es correlacionable en tiempo, con la intensa actividad magmática registrada en el norte del país, durante el Oligoceno-Mioceno, ampliamente demostrada mediante estudios geocronológicos en rocas ígneas intrusivas como extrusivas (Clark 1979; Damon, 1983).

Esta correlación en tiempo para el área de estudio se puede fundamentar, con base a fechamientos radiométricos realizados en cuerpos intrusivos en el sureste de México, cuyas edades fluctúan entre 22 m.a. y 1.6 m.a. correspondientes al periodo Neógeno (Damon y Montesinos, 1978).

El marco geológico de convergencia genera un ambiente metalogénico de arco magmático continental emplazado sobre una secuencia de rocas volcanosedimentaria Paleó-Mesozoica, reconocida en los Municipios de Chicomuselo y Cintalapa; de igual manera este arco magmático se emplaza sobre una secuencia de rocas calcáreas del Cretácico Medio reconocidas en los municipios de Arriaga y Solusuchlapa; condiciones que favorecen la generación de yacimientos de tipo hidrotermal y metasomático, así como de no metálicos.

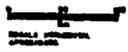
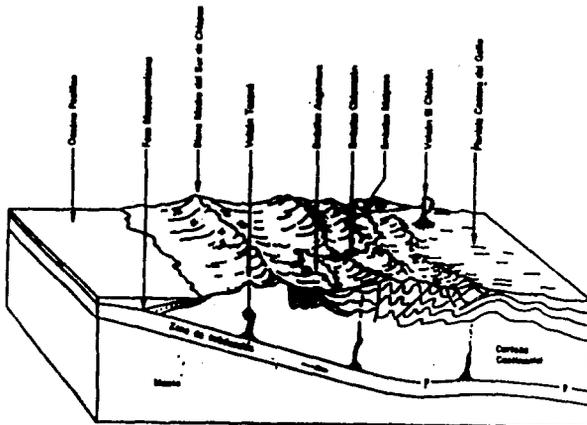
1) Arco magmático continental en secuencias volcanosedimentarias

A través de la información geológico-minera recopilada de diversas localidades, (Chicomuselo, Cintalapa) se puede advertir que el contenido mineral dentro de la secuencia de rocas vulcano-sedimentaria puede ser muy variada, sin embargo se han podido determinar dos asociaciones características y representativas: La primera asociación se encuentra representada por los elementos Pb, Zn, Ag (Au) y Ag,Pb,Zn (Au), así como la presencia de yacimientos de Au-Cu, los cuales han sido enmarcados dentro de un solo grupo, el que define la asociación de los elementos base con minerales preciosos. Algunos yacimientos representativos de este tipo de mineralización son: Chicomuselo, Pacayal y Nueva Morelia.

El ambiente metalogénico descrito favorece la formación de yacimientos hidrotermales, identificados principalmente en la región de Chicomuselo y Cintalapa, sobre los sedimentos Paleó-Mesozoicos de la Formación Paso Hondo y Todos Santos; se ha señalado que esta secuencia volcanosedimentaria se extiende al NE del Macizo Granítico-Metamórfico (Fig. 62). Esta secuencia de rocas presentan condiciones metalogénicas similares por lo que podrían ser prospectables por yacimientos hidrotermales de elementos base con la presencia de metales preciosos.

2) Arco magmático continental emplazado sobre una secuencia calcárea.

Este ambiente metalogénico se reconoce en los municipios de Arriaga y Solusuchlapa, donde la influencia de los cuerpos intrusivos afectan directamente las rocas calcáreas del Cretácico Medio, estas condiciones generan la formación de yacimientos metasomáticos (skarn), principalmente caracterizados por la asociación mineralógica de óxido de hierro (magnetita, hematita), donde la mineralización de estos yacimientos se presentan en forma de crestones, adquiriendo un control estructural definido por el sistema de fallas NW-SE, en el área de Arriaga, cerca de los límites con Oaxaca. Los minerales prospectables en esta área son el hierro, cobre y posiblemente oro.



TOMADO DE CFE (1989)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	Módulo de Geología Superior
	MORALES MARCELO ANTONIO
	NAMES TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA Nº 11.10 - 1989

Estos yacimientos son considerados de menor proporción e importancia, dada la baja calidad del mineral y lo errático de su distribución, los cuales se encuentran conformados por la asociación mineralógica Fe-Cu, representado por los proyectos El Bustillo, Arriaga, Cerro Colorado y Cerro Brujo, entre otros.

El ambiente de arco magmático continental emplazado en secuencias calcáreas se ha reconocido de Sotuschilapa, evidenciado por la interacción de cuerpos intrusivos sobre una secuencia calcárea del Cretácico Medio, generando yacimientos tipo skarns de Au-Cu, Ag, Pb, Zn y polimetálicos. La mineralización en forma de vetas lenticulares y diseminadas, adquiriendo un control estructural por fallas y fracturas con una dirección NW-SE; los minerales más abundantes son bornita, calcopirita, covelita, tetraedrita, argenita, galena y estalerita. Los yacimientos representativos de este ambiente son las minas de Santa Fé y la Victoria.

3) Ambiente de margen de subducción. Este ambiente se ha asociado a la formación de yacimientos porfíricos cupríferos sobre el macizo granítico-metamórfico, reconocidos con los nombres de Cerro la Picota, La Hacienda y Siltepec Honduras.

El emplazamiento de este tipo de yacimientos depende de dos factores. el primero de ellos es el nivel de erosión, y la facilidad que presentan, los metales a ser transportados sobre una subyacente zona de subducción dentro de la cadena volcánica-intrusiva (Sillitoe, 1972)

6.5 EPOCAS METALOGENICAS

Una de las características propias de cada uno de los yacimientos minerales es su posición en tiempo y espacio, que pueden ser determinadas por estudios geocronológicos; sin embargo estos no proporcionan información referente a la fuente de origen, mecanismos de transporte y procesos de depósito de los cuerpos minerales.

No obstante el reducido número de yacimientos localizados, se ha determinado que existe una relación genética entre el proceso de emplazamiento de cuerpos intrusivos y la mineralización. De tal manera que el conocimiento geocronológico de los emplazamientos plutónicos permitirán conocer las épocas metalogénicas de la zona.

Con base en esta relación se pueden plantear al menos dos épocas de mineralización conforme a los eventos magmáticos registrados en la columna estratigráfica por estudios radiométricos, los cuales corresponden al Terciario Superior (Oligoceno-Mioceno) y un segundo período durante el Pleistoceno, ambos generados dentro de un ambiente tectónico de convergencia, los cuales se encuentran bien definidos.

Sin embargo, debe considerarse la mineralización del Pérmico, de sulfuros de plomo y zinc; la del Jurásico Medio-Superior caracterizado por la presencia de un ambiente de arco magmático continental, que se desarrolló durante la acumulación e interdigitación de lechos rojos (Formación Todos Santos) con sedimentos evaporíticos, existen algunas concentraciones metálicas representativas de este período (CRM, 1984) dentro de los que se encuentran los yacimientos: Tollman, 16 de Septiembre, Francisco y Madero. Este reducido número de yacimientos no es suficiente para poder considerar estos períodos como épocas metalogénicas claramente definidas, a pesar de poseer las características geológicas apropiadas para la generación de concentraciones metálicas.



**LOCALIDADES Y POZOS EN DONDE SE OBSERVA
LA Fm. TODOS SANTOS EN EL EDO. DE CHIAPAS**

TOMADO DE CPE (1988)

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	DISTRIBUCION GEOGRAFICA
	MORALES VIRELLI ANTONIO
	RAMOS TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA No. 02 1988

6.6 MINERALIZACIÓN CENOZOICA

Con base a la Información disponible de la zona, se ha Interpretado que el proceso de mineralización manifiesta una evolución controlada por dos factores primordiales:

El primero de ellos se relaciona directamente al proceso de emplazamiento de cuerpos intrusivos plutónicos, los cuales presentan una composición que varía de granito-granodiorita y diorita, presentando variaciones laterales dentro de la composición señalada.

Estructuralmente se presentan adquiriendo formas de troncos y diques de diferentes dimensiones, emplazados dentro de la zonas de debilidad generadas por los procesos tectónicos. La distribución geográfica que presentan estos cuerpos se encuentra controlada por los principales sistemas de fallas de la región, así como los procesos tectónicos a nivel regional. Los cuerpos intrusivos se presentan en forma irregular, los cuales afectan y cortan a toda la secuencia de rocas sedimentarias.

El ambiente metalogénico generado por el proceso de emplazamiento de cuerpos ígneos, favorece la generación de yacimientos de tipo metasomático e hidrotermal, caracterizados por las asociaciones mineralógicas de tipo polimetálico, Ferrífero-Cuprífero y no Metálicos.

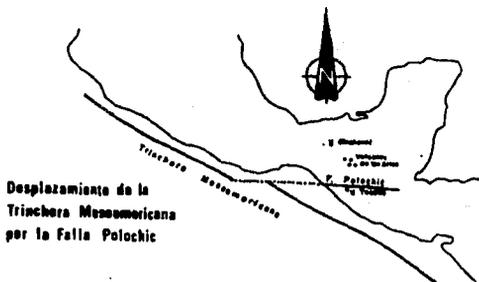
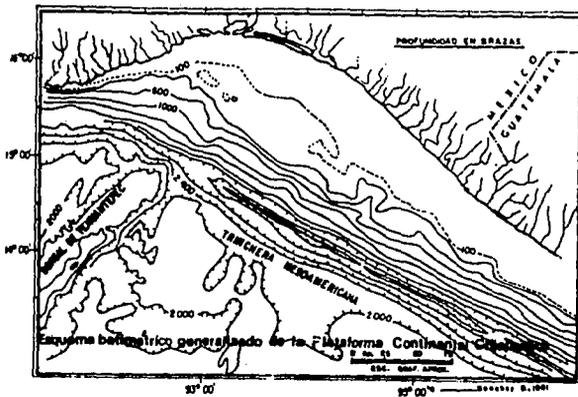
Un segundo proceso se encuentra determinado por la generación de concentraciones minerales emplazados directamente por la acción de fluidos hidrotermales, los cuales pueden ser producto de la lixiviación de elementos minerales de las rocas que atraviesa en su ascenso, los que transporta y deposita en las rocas más superficiales que presentan las condiciones favorables para el depósito de estas soluciones.

Posiblemente el período Mioceno de mineralización sea contemporáneo con la última fase de deformación tectónica intensa, que se desarrolló a partir del Mioceno Medio, generando movimientos de compresión hacia el noreste, debido al choque y subducción de la placa de Cocos con la placa Norteamericana y el Caribe. Generando el emplazamiento de cuerpos intrusivos ácidos, en el territorio Chapaneco sobre las costas del Pacífico, los que han sido identificados dentro de las zonas metálicas ferrífero-cupríferas I y II, a través de estudios geocronológicos. Este período de subducción se comprueba con la presencia de sedimentos del Mioceno (10 m.a.), en la pila sedimentaria de la actual zona de subducción, en las costa de Oaxaca. (Watkins et al., 1982, en Delgado, 1986)

Rasgos tectónicos generados por el desarrollo de una junta triple hace 8 m.a., muestran que la evolución de la trinchera mesoamericana se realizó a lo largo del sistema Polochic-Motagua. Generando una inflexión de la Trinchera de 100 km (Fig. 63), la que se refleja en el continente por la migración de las rocas ígneas extrusivas como intrusivas, que adquiere un control en su distribución por las características que le imprime la placa subduccionada.

Para este tiempo, la liberación y distribución de yacimientos metálicos se encuentran controlados por dos factores fundamentales: la composición del basamento cuyo zonamiento resulta ser directamente el responsable, de la caracterización composicional, y la distribución de las concentraciones metálicas generando los yacimientos de removilización, relacionados con la actividad magmática en su emplazamiento de cuerpos intrusivos, los que puede constituirse como los generadores de los depósitos minerales o ser la fuente de energía del hidrotermalismo asociado.

La sobreposición de una activa neotectónica que actúa sobre este basamento y secuencias sedimentarias calcáreas será en última instancia la responsable de la redistribución de los elementos metálicos como hoy se observan.



Desplazamiento de la
Trinchera Mesoamericana
por la Falla Polochic

DURANT, 1968

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	JOSÉ LUIS GARCÍA LÓPEZ
	UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO FACULTAD DE INGENIERIA MAYO DE 1968

7. YACIMIENTOS MINERALES

7.1 Introducción

Al hablar del potencial minero de la porción sureste de la República Mexicana, llama la atención que a pesar de comprender una superficie tan extensa, resulte ser una de las regiones de menor importancia productiva dentro de la minería a nivel nacional.

Hasta nuestros días se le ha considerado casi tradicionalmente como una zona de bajo interés económico minero, dado el reducido número de yacimientos que se encuentran en operación.

Con base en las descripciones efectuadas por el Consejo de Recursos Minerales y con el propósito de ejemplificar los diferentes tipos de yacimientos reconocidos en esta zona, se tomo como marco de referencia las características metalogénicas generales, concernientes a las tendencias regionales de mineralización, por lo que fué posible el conocer y seleccionar los diferentes tipos de yacimientos metálicos, que reúnen un mayor conjunto de evidencias sobre su origen y evolución, representando en forma general los modelos de mineralización, en la porción sureste de México.

7.2 DESCRIPCIÓN DE LOS YACIMIENTOS

7.2.1. Yacimientos de Hierro de Arriaga.

El área se encuentra a 7 km en línea recta de la ciudad de Arriaga, Chls. a escasos 20 Km del límite estatal con Oaxaca, geográficamente se localiza mediante las coordenadas $93^{\circ}56'$ a $93^{\circ}57'$ de longitud Oeste y $16^{\circ}15'$ a $16^{\circ}16'$ de latitud Norte.

En esta área se han identificado dos zonas con manifestaciones anómalas de mineral de hierro, localizadas en el flanco sur de la Sierra de la Herradura o Sierra Colorada, reconocidas con los nombres de: Cerro del Bustillo y Cerro Colorado.

Los depósitos ferríferos del Cerro Colorado se encuentran distribuidos dentro de un radio de 1,000 m, de esta área se han localizado dos prospectos minerales identificado con los nombres de Loma de Cal y Loma de Buena Vista.

Las concentraciones de elementos metálicos se localizan en las proximidades de la planicie costera del Pacífico constituyendo parte de la vertiente sur-poniente de la sierra de Chiapas, morfológicamente se encuentran hacia los extremos de un pequeño parte aguas en forma de herradura en el Cerro Colorado también llamado de la Herradura por su expresión morfológica, esta área se encuentra comprendida dentro de la provincia fisiográfica denominada Macizo Granítico de Chiapas.

a) Geología local

Las principales rocas expuestas en esta área, están constituidas casi en su totalidad por cuerpos ígneos intrusivos de composición granítica, diorítica y granodiorítica; sobreyaciéndole en forma discordante una secuencia de rocas metasedimentarias de contacto. Cabe señalar, que esta secuencia de rocas ígneas ha sido considerada como un solo cuerpo intrusivo batolítico, que presenta gradaciones laterales en su composición principalmente en forma local hacia los límites del cuerpo intrusivo. Esta unidad presenta un marcado sello de antigüedad y son parte integral del complejo basal de la Sierra de Chiapas (Reiner y Rocha, 1986).

Estudios petrográficos realizados por el CRM (1984), señalan la presencia de una textura equigranular holocristalina de grano fino con la presencia de fenocristales de hornblenda y biotita, como características particulares del cuerpo intrusivo.

Sobre estas rocas ígneas, se encuentra un paquete de rocas de metamorfismo de contacto, generadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos sobre una secuencia de rocas sedimentarias de tipo calcáreo cálcico-silíceas. Estas características favorecen la formación de rocas tipo hornfels, cuarcitas, calizas silicatadas y mármol como respuesta al proceso de metamorfismo de contacto.

Las rocas definidas como hornfels se encuentran distribuidas hacia la periferia de la aureola de contacto del cuerpo intrusivo granodiorítico, presentan una textura granoblástica de grano fino, constituida principalmente por wollastonita, grosularia, diopsida y plagioclasas sodicas (CRM, 1984)

Las cuarcitas presentan una estructura masiva y compacta de grano medio a grueso, bajo el campo del microscopio muestran una textura granoblástica dentro de una matriz constituida por cuarzo, epidota, serfita, biotita y magnetita. Finalmente cabe señalar que las rocas silicificadas se encuentran en la cima de dicho cerro presentándose en formas masivas y altamente fracturadas.

b) Yacimientos Minerales.

Las concentraciones metálicas que constituyen estos yacimientos se encuentran distribuidas en forma de pequeños crestones y estructuras irregulares y erráticas, presentando dimensiones variables de entre 0.75 a 1.0m de espesor y longitudes aproximadamente de 17 a 58m, estas estructuras mineralizadas adquirieron un control estructural con un rumbo preferencial NW-SE.

Los cuerpos mineralizados presentan variaciones en sus contactos, que van desde bien definidos a gradacionales con relación a la roca encajonante, adquiriendo formas lenticulares e irregulares; las que han sido interpretadas como el resultado de un proceso selectivo de reemplazamiento del cuerpo intrusivo sobre la roca encajonante.

En el Cerro del Bustillo las manifestaciones de mineralización se presentan en forma de crestones, cuya distribución adquiere un control estructural poco definido e irregular, mostrándose en estructuras erráticas en su conformación sobre la roca encajonante (cuarcita), tanto en su espesor como en su longitud del cuerpo mineralizado.

En el Cerro Colorado, las manifestaciones de la mineralización se han determinado sobre dos pequeños crestones, presentando las mismas características generales, solo diferenciándolo la orientación de estas estructuras, con relación las del cerro del Bustillo, las que adquieren una dirección preferencial E-W.

Estos yacimientos presentan características geológicas y mineralógicas muy similares, encontrándose alojadas dentro de la secuencia de rocas metamórficas, clasificadas como hornfels y cuarcitas, que funcionan como roca encajonante, próximas al contacto y periferia del intrusivo granodiorítico, lo que dio origen al metamorfismo.

c) Mineralogía.

Los minerales que constituyen estos yacimientos metálicos, se encuentra representados por óxidos de hierro e hidróxidos; principalmente magnetita, hematita, limonita, calcopirita y minerales secundarios como la malaquita en menores porcentajes.

Sin embargo, se han reconocido minerales como galena argentífera, pirita, bornita y esfalerita; en estudios petrográficos realizados por el Consejo de Recursos Minerales.

La mineralización se presenta preferentemente en forma diseminada, adquiriendo una uniformidad a través de las vetas constituidas por los minerales mencionados.

Sobre las zonas mineralizadas se han reconocido evidencias de alteraciones secundarias representadas principalmente por el proceso de silicificación y oxidación, que afectan esencialmente a las rocas cristalinas graníticas, mientras que las rocas graníticas se encuentran relativamente sanas.

d) Tonelaje y Ley

Se han logrado ubicar 5 crestones cuyas reservas positivas ascienden a los 1,703.5 ton. con una ley media de 35.55% de fierro total, 11.10% Fe O y 38.46% Fe₂O₃.

Estas reservas se incrementan, al sumar las reservas positivas y probables hasta ahora reconocidas entre los yacimientos ubicados, obteniendo un gran total de 1,941 Ton. con una ley promedio de fierro total de 47.67%; Fe₂O₃, 9.34%; S 0.04%.

De acuerdo con los datos presentados se puede interpretar, que estos yacimientos son de bajo interés económico debido a su reducido tonelaje y la inconsistencia en la calidad del mineral, que ha sido considerada como de regular a baja, así como por lo irregular de su distribución.

e) Génesis

Estos yacimientos han sido clasificados como de metamorfismo de contacto (pirometasomáticos), genéticamente relacionados al proceso de emplazamiento de cuerpos intrusivos, sobre una secuencia de rocas sedimentarias carbonatadas, lo que provocó la generación de rocas metasedimentarias (hornfels, cuarcitas y rocas silicificadas).

Determinaciones petrográficas, indican que los yacimientos en referencia se formaron por un proceso de metamorfismo de contacto, por fluidos magmáticos mineralizantes que actuaron a temperaturas de 400-800°C. (Del Campo, 1984)

Los fluidos generadores de la mineralización se encuentran íntimamente ligados a los cuerpos intrusivos graníticos, los que ocasionaron el proceso de metamorfismo de contacto, sobre las rocas calcáreas preexistentes generando el receptáculo apropiado para el depósito de minerales de hierro.

Sin embargo, para algunos caso estos fluidos fueron inyectados sobre cuerpos intrusivos o en rocas de la periferia, a través de los planos de debilidad sobre esta unidad, generando algunas manifestaciones de mineralización con un control estructural definido por el sistema de fallas existente.

7.2.2 Yacimientos de Chicomuselo, Chiá.

La región se encuentra comprendida entre las coordenadas geográficas 92°10' a 92°55' longitud oeste y 15°30' a 16°00' de latitud norte, hacia la porción oriental de la depresión central del estado de Chiapas y se extiende hasta los límites de la República Mexicana con Guatemala. Esta zona comprende una superficie aproximada de 2,500 km².

a) Geología Regional

Las unidades litológicas más antiguas que existen en Chicomuselo pertenecen a la era Paleozoica, caracterizadas por una transgresión marina que favoreció el depósito de potentes secuencias sedimentarias que varían dentro de su constitución litológica de arcillosas a calcáreas, correspondientes a las Formaciones Santa Rosa Inferior, Santa Rosa Superior, Grupera y Paso Hondo.

Formación Santa Rosa (Pensilvanico Medio-Superior)

Está constituida por rocas calcáreas, que corresponden a la formación más antigua que se reconoce en el SE de México, y consiste fundamentalmente de sedimentos de tipo marino compuestos por lutitas y areniscas con una densa estratificación, con horizontes de calizas, lutitas y areniscas compactas de grano fino con espesores de apenas unos milímetros a nivel laminar interestratificadas, en las cuales se han encontrado nódulos de hierro (C.F.E. 1989), esta secuencia sedimentaria cubren una gran extensión en el área de las minas de Nueva Morelia (La Lucha).

Con base a su contenido faunístico (ostracodos, braquiópodos y pelecópodos) se ha interpretado un ambiente de depósito en condiciones de aguas someras. Al noroeste de Chicomuselo se ha medido un espesor promedio de 1000 m de esta secuencia sedimentaria (Mouvois, 1982).

-Formación Grupera. (Pérmico Inferior)

Esta formación cubre en forma concordante a la Formación Santa Rosa Superior, constituida por una alternancia de lutitas y calizas que presentan una estratificación delgada. Su contenido faunístico se encuentra representado por fusulinidos, los cuales indican un ambiente de depósito en aguas tranquilas de poca profundidad. Esta formación se ha correlacionado con la Formación Esperanza que aflora en Guatemala.

-Formación Paso Hondo (Pérmico Medio)

Se encuentra constituida por una secuencia de rocas carbonatadas, presentando localmente zonas donde existen capas de lutitas interestratificadas. Por otro lado, se ha calculado que esta formación cubre aproximadamente un 80% del área Paleozoica y desde un punto de vista económico es la roca o formación más importante, ya que dentro de estas se han localizado cuerpos mineralizados, con minerales de plomo y zinc en forma de sulfuros.

Las condiciones de depósito de esta formación son variables y comprenden facies lagunares hacia la porción sur de Chicomuselo y La Pinta, calizas de plataforma en la porción central (norte de Chicomuselo) y facies arrecifales hacia la porción norte.

En el área de la mina Nueva Morelia se han observado en las rocas calizas potentes zonas de brechamiento y dislocaciones.

Por estar asociada la mineralización de plomo a las calizas de la formación Paso Hondo, se ha puesto un interés particular en algunas características como son, la ausencia de calizas interestratificadas con lutitas, margas o lutitas calcáreas de las formaciones Grupera y Vainilla, lo que provoca que la Formación Paso Hondo se encuentre directamente sobre la Formación Santa Rosa.

Se tiene la presencia de lentes o bloques de caliza intercalados entre los estratos dislocados y foliados de lutitas, por otro lado se han localizado diferentes tipos de milonitas, en las cercanías sobre la veta mineralizada de Nueva Morelia.

-Formación Todos Santos (Triásico-Jurásico)

Le sobreyace en forma discordante a la Formación Paso Hondo, caracterizada por depósitos de tipo continental los cuales presentan cambios laterales de un ambiente marino a medida que se acerca a la base del Macizo de Chiapas, constituida en este lugar por la presencia de lutitas y areniscas.

Esta formación cubre discordantemente a calizas del Paleozoico y parcialmente a rocas graníticas y metamórficas del basamento, aún más antiguas. Estructuralmente esta unidad se encuentra afectada por el sistema de fallas Polochic-Motagua.

-Formación Sierra Madre, (Cretácico Medio)

Al SE y NNE se han localizado afloramientos de secuencias calcáreas que cubren en forma discordante a la Formación Todos Santos.

En el Cuaternario hacia la porción NE, se extienden largos, valles interrumpidos por altos lomeríos, estos valles constituyen los depósitos del Cuaternario residual, mezclados con material volcánico tobáceo, que proviene muy probablemente de la cadena volcánica Centroamericana.

-Características estructurales

Los principales rasgos estructurales que se reconocen en esta área son una serie de anticlinales y sinclinales localizados en las secuencias sedimentarias paleozoicas, así como en las formaciones Triásico-Jurásicas y del Cretácico Medio, se distinguen además un sistema de fallas en las que destaca la falla de Mapestepec.

Se pueden definir estructuras anticlinales con una inclinación del orden de 20 a 50 grados, sobre los flancos entre las lutitas carboníferas, estructuras monoclinales muy débiles entre las calizas pérmicas y cretácicas, así como estructuras anticlinales muy amplias con una inclinación de 15-20 grados en los flancos, entre las capas rojas conglomeráticas de la Formación Todos Santos. (Mauvois, 1982)

b) Desarrollo y distribución de la mineralización

La mineralización afecta principalmente los afloramientos de las rocas calizas asociadas a la Formación Paso Hondo y en algunas partes a la Formación Todos Santos, en general las concentraciones metálicas se encuentran conformadas por brechas tectónicas, constituidas por fragmentos de rocas calizas y lutitas con dimensiones de 5 a 10 cm de longitud, medidos sobre su eje mayor y cementados por calcita, en donde se encuentra la mineralización de sulfuro de plomo y zinc de forma diseminada.

La mineralización se aloja en vetas subparalelas o en bolsas alineadas a lo largo de fallas o en la intersección de las mismas que corresponden a fases de dislocaciones de las rocas, que presentan un control estructural con una dirección preferencial hacia el NW.

Con base a estudios petrográficos de los diferentes yacimientos y principalmente en el área de Nueva Morelia, (CRM, 1984), se puede advertir que los minerales que constituyen las concentraciones metálicas se encuentran representados por: calcita, siendo este el mineral más abundante, el cual aparece relleno de vetas y en forma de matriz de las brechas tectónicas; la galena se presenta en forma diseminada en cristales muy finos, asociada a la calcita blanca, sin embargo se han reconocido cristales de este mineral, bien desarrollados de dimensiones de 0.3 a 0.8cm adheridos a los fragmentos de roca que constituyen las brechas, finalmente y en menor proporción se tiene la presencia de calcopirita y cuarzo asociado a la mineralización.

Asimismo, se han reconocido como minerales de alteración a la clorita, malaquita, anglesita y limonita, principalmente.

Esta asociación mineralógica es típica de los yacimientos hidrotermales de baja temperatura, así como sus zonas de alteración. Por lo que han sido considerados como yacimientos hidrotermales.

La mineralización de origen hidrotermal de baja temperatura parece tener su mayor influencia hacia las zonas de dislocación, preferentemente de las calizas Pérmicas y Mesozoicas, generando la formación de vetas al rellenar las fracturas de extensión a lo largo de una gran falla postorogénica de orientación NW-SE.

La falla del "Monte Sinal" (Mauvois, 1982), controla la mineralización del área, ya que numerosos puntos mineralizados del área de Chicomuseo se encuentran alineados en el terreno a lo largo de su traza, dentro de estos se reconocen como principales yacimientos: Nueva Morelia (La Lucha), El Platanar, La Mesilla, El Ratiro, Las Nubes y la Hacienda de Nueva Payacayal.

La mineralización de plomo y zinc en forma de sulfuro, se encuentra relacionada con la presencia de abundante calcita blanca y rosa que constituye el principal mineral de ganga.

Los sulfuros de plomo y zinc se encuentran Irregularmente diseminados sobre los fragmentos de rocas calcáreas que constituyen las zonas de brecha, generando brechas mineralizadas, presentando una mayor concentración metálica en la mina Nueva Morelia y en la zona del Cafetal Armado.

La mineralización reconocida en esta área se encuentra controlada por un patrón estructural en el que se han reconocido dos tipos de yacimientos que son: vetas adyacentes a la falla del Monte Sinal y un segundo grupo que se desarrolla sobre zonas de brechas.

c) Yacimientos minerales

La mineralización se encuentra en forma de halos lenticulares y principalmente rellenando pequeñas fracturas y oquedades, emplazadas en rocas calizas del Paleozoico, asociadas a la Formación Paso Hondo, así como a areniscas de la Formación Todos Santos, en el prospecto denominado Lajerío.

La mineralización en Chicomuseo se encuentra localizada en las localidades conocidas con el nombre de: Lajerío, Nueva Morelia, Platanar, La Mesilla, Cueva de Agua, Gritaderos y el Platanar; siendo los prospectos de Lajerío, Nueva Morelia y el Platanar los que cubren una mayor extensión y los más importantes de esta zona.

Además de estas concentraciones metálicas existen en el área múltiples manifestaciones superficiales de mineralización, con la presencia de sulfuro de Zn y Pb, rellenando pequeñas fracturas y cavidades, así como en forma lenticular y cristales diseminados en las rocas calcáreas.

-Prospecto Lajerío

Se localiza al NE de la cabecera municipal, Frontera Comalapa.

Geología local

En el área afloran calizas del Pérmico Medio, correspondiente a la Formación Paso Hondo, muestran en forma masiva intensamente fracturada, de tal forma que hacia algunas zonas se presentan brechas constituidas por fragmentos de rocas calizas, en esta secuencia de rocas existe un bajo grado de dolomitización y algunas cavidades de disolución.

Cubriendo localmente a la formación Paso Hondo se encuentra una secuencia de areniscas interstratificadas con delgadas capas de lutitas con espesores variables de 1 a 4cm, que forman parte de la Formación Todos Santos.

Mineralización

Consiste fundamentalmente de sulfuro de plomo y zinc, los que ocasionalmente se encuentran en forma de carbonatos. Se presentan en formas lenticulares y rellenando fracturas, estas estructuras llegan a alcanzar longitudes de 0.5 a 2.0m, sin embargo, no presentan una continuidad definida. cabe señalar que la mineralización se encuentra caracterizada por el alto grado de pureza.

Leyes y reservas

En relación con sus reservas, se puede concluir que la mineralización emplazada en rocas calizas, no presentan formas geométricas definidas que permitan cuantificar su nivel de reservas, además de las condiciones erráticas de la mineralización, a pesar de contar con valores de 24% de Pb y 35% de Zn.

Con respecto a la mineralización encontrada en las areniscas se han cuantificado, dos pequeños cuerpos mineralizados, con dimensiones de 500 y 750 m², con espesores promedio de 5 y 10m, por lo que se han calculado 13,750 ton. probables con leyes para el primer cuerpo de 6,250 ton; con 7.9% de Zn, 13.3% de Pb y 14 gr/ton de Ag; para el segundo cuerpo se han cubicado, 7,500 ton; con 6.9% de Zn, 7.3% de Pb y 9 gr/ton de Ag.

-Nueva Morelia y Gritaderos.

Se encuentran localizadas al SW 85° del poblado de Chicomuselo, dentro de las coordenadas geográficas 92° 27' longitud oeste y 15° 43' latitud norte, sobre el flanco norte del Cerro del Gritadero.

Geología local

Consiste principalmente de calizas masivas de color gris claro, con un bajo grado de dolomitización, dentro de esta secuencia se encuentran intercalaciones locales de horizontes brechoides, alternando con calizas de color más oscuro, esta secuencia de rocas se ha correlacionado con la Formación Paso Hondo del Paleozoico Tardío.

A esta formación le sobreyacen arenas de granos fino a medio con intercalaciones de horizontes de lutitas, ocasionalmente se han localizado conglomerados constituidos por fragmentos de calizas, de la Formación Todos Santos del Triásico-Jurásico.

Estructuralmente estas rocas se encuentran afectadas por un sistema de fallas y fracturas, con una dirección preferencial NE-SW en su comportamiento, con la presencia de un sistema secundario con una orientación casi ortogonal con la anterior, las que se presentan en forma subvertical y post-mineralización.

Mineralización

La mineralización se encuentra rellenando fracturas y cavidades, sin embargo se han localizado cristales de galena diseminados en las rocas calizas, presentando generalmente en forma de sulfuro de plomo-zinc y ocasionalmente como carbonatos de cobre. Asimismo, se han localizado evidencias de mineralización superficial constituidas por galena, esfalerita, bornita y calcosita, relleno cavidades de disolución, con dimensiones variables.

Se han localizado vetas de longitudes de 3 a 30m con un espesor aproximado de 0.50 a 3.5m, sin embargo por la falta de continuidad y lo errático de los cuerpos mineralizados no ha sido posible el cubicar sus reservas.

-Prospecto El Plataner

Se encuentra al SW 84° del poblado de Chicomuselo, en la parte alta del Cerro de Gritaderos, ubicada en las coordenadas geográficas 92° 26' longitud oeste y 15° 43' latitud norte.

Mineralización

La mineralización identificada se encuentra representada por concentraciones de galena y esfalerita bien cristalizada, que se encuentran relleno de cavidades de disolución y fracturas; asimismo se presentan en forma vetillas dentro de las calizas dolomitizadas con diámetros y longitudes variables que van de 5 a 35cm.

Cabe señalar que la mineralización se encuentra localizada principalmente en el contacto con las areniscas; por lo que se puede inferir que al erosionarse las areniscas muestran la mineralización presente en la secuencia de rocas calizas.

-Otras manifestaciones anómalas en "El Monte Sinal"

Son conocidas con el nombre: El retiro, La Mesillas, El Plataner y Las Nubes. Geográficamente estos prospectos quedan comprendidos dentro de las coordenadas 16° 14' 20" a 15° 43' 00" de longitud oeste y 92° 24' a 92° 25' de latitud norte, en las faldas de los Cerros el Palmar y El Castaño.

Génesis de la mineralización.

La mineralización del área de Chicomuselo se considera del tipo hidrotermal con base en su paragénesis reconocida en los estudios realizados por el CRM (1985), la que se emplazó en una fase postorogénica, controlado fundamentalmente por la presencia de la falla del Monte Sinal.

7.2.3 Yacimientos de Solusuchiapa, Chis.

Se localizan a 40 km al sur de la ciudad de Pichucalco, Chis. municipio de Solusuchiapa, cerca del límite con el estado de Tabasco, estos yacimientos se ubican geográficamente en las coordenadas $17^{\circ} 20' 24''$ de latitud norte y $93^{\circ} 02' 40''$ de longitud oeste.

a) Geología local

En el área del proyecto aflora una secuencia de rocas metamórficas, originadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos granodioríticos de hornblenda, generando la formación de skams de granate, wollastonita, hornfels y calizas marmolizadas.

El cuerpo intrusivo granodiorítico se encuentra emplazado sobre una secuencia sedimentaria de rocas calcáreas de estratificación delgada, intercalados con horizontes de calizas areno-arcillosas y calizas masivas.

Se han realizado algunas determinaciones geocronológicas del cuerpo intrusivo por el método K-Ar (Damon, 1978), reportando una edad radiométrica de 2.5 m.a. estableciéndolo en la parte superior del Plioceno.

Localmente este cuerpo intrusivo, presenta cambios laterales en su composición a cuarzomonzonita, posiblemente por efecto de la diferenciación magmática y asimismo a endoskam por procesos hidrotermales metasomáticos.

La secuencia de rocas de estos yacimientos se describe, partiendo de las unidades litológicas más antiguas.

Rocas Metamórficas:

Unidad 1: Skam de granate-wollastonita y cuarzo

Esta unidad se encuentra caracterizada por una alternancia de los diferentes skams señalados los cuales presentan un espesor hasta ahora conocido de 50 metros.

Cabe señalar que esta unidad presenta diseminaciones de pirita y calcopirita así como la presencia de sulfuros de cobre, plata, fierro, plomo y zinc.

Unidad 2: Horizontes de caliza masiva

Esta unidad se caracteriza por su forma masiva aflorando con espesores aparentes de 60m, se encuentra cubierta por una pórdido diorítico; las rocas debieron originarse por un proceso metasomático, que actuó sobre un horizonte calcáreo cuya composición era muy pura, porosa y permeable lo que permitió el flujo de sílice hidrotermal y así generando la formación de silicato de calcio. (CRM, 1984)

Estructuralmente esta unidad se encuentra conformada por un gran bloque dómico el cual presenta fracturas y fallas, con un rumbo general NE-SW.

Unidad 3: Skam de granate

Se caracteriza por su asociación mineralógica y formas texturales clasificadas por estudios petrográficos elaborados por el Consejo de Recursos Minerales, como granoblástica y holocristalina, el granate es de tipo andradita ($Ca_3 Fe_2$) (SiO_4), presentando minerales accesorios como son cuarzo, calcita, tremolita, actinolita, epidota, pirita, calcopirita y en forma ocasional la presencia de galena. Dentro de esta unidad se han logrado diferenciar horizontes de wollastonita masiva, los cuales alcanzan espesores hasta de un metro.

Unidad 4: Skarn de wollastonita

Es una unidad masiva con tonos claros que presenta algunas diseminaciones aisladas de cristales de pirita y calcopirita dentro de su mesostasis.

ROCAS IGNEAS

Unidad A: Granodiorita de homblenda.

Esta unidad constituye un stock, el cual se encuentra caracterizado por su textura de grano grueso holocristalina, la que muestra cambios texturales hacia sus bordes de contacto presentando un paso gradual a grano fino y finalmente afanítico.

Este cuerpo intrusivo bordea totalmente la porción NW del Cerro de Santa Fé y parte del Cerro de Providencia.

Unidad B: Pórfido cuarzo-diorítico.

Esta roca se presenta en la mina de Santa Fé, presentando una forma dómica caracterizada por una textura de grano fino holocristalino con aislados cristales de cuarzo, dentro de su matriz se encuentran cristales de biotita, así como la presencia de fenocristales de plagioclasa cloritizada, hacia la zona de contacto con la wollastonita se presenta una aureola de silicificación con valores de oro, plata y cobre (observada en la veta Goyen), genéticamente este cuerpo intrusivo se relaciona con los fluidos mineralizantes.

Unidad C: Pórfido de diabasa.

Esta roca corresponde al último evento magmático intrusivo en el área de estudio, se encuentra caracterizado por la presencia de cuerpos en forma de diques con una geometría irregular, sus espesores son del orden de 0.20 a 0.60m, de textura afanítica.

b) Mineralogía

Se deduce por observaciones petrográficas que por lo menos existieron dos períodos de mineralización cupro-argentífera con leyes de oro. El primero de ellos resulta ser contemporáneo con el emplazamiento de cuerpos intrusivos y la generación de wollastonita, presentándose como diseminación en pequeñas bolsas.

Un segundo período ocurrió inmediatamente después del emplazamiento de los intrusivos ultrabásicos y dioríticos, a través de las fallas y fracturas de estas rocas (Pantoja, 1968).

La mineralización de mayor importancia se localiza en el flanco norte del Cerro de Santa Fé, y consiste en estructuras brachoides oxidadas controladas por rasgos estructurales con rumbo general NE-60 a 70 SW con un buzamiento de 85 grados al norte, el ancho de la estructura principal es de 2 a 15m y ahora lateralmente unos 120m, el cual corre en forma paralela al contacto del intrusivo granodiorítico. El yacimiento es considerado de tipo metasomático de media temperatura y poca profundidad.

Los principales minerales observados son:

Mineral de mena	Mineral de ganga	
Galena	Cuarzo	Pirita
Esfalerita	Feldespatos	Malaquita
Anglesita	Barita	Pirrolusita
Calcopirita	Limonita	Pirrotita
	Hematita	Arsenopirita

De manera general la mineralización de oro se encuentra asociado a la bornita, calcopirita y enargita.

c) Génesis (Mineralización y Forma)

En el distrito minero de Santa Fé, la mineralización es auroargentífera-cuprífera. La cual se encuentra controlada por varias condiciones estructurales prominentes que sirvieron como zonas de debilidad para el emplazamiento de fluidos hidrotermales mineralizados, constituidos principalmente por los contactos entre el cuerpo intrusivo y la secuencia de rocas calcáreas, así como fallas o fracturas y estratos favorables para el emplazamiento de mineralización y algunas zonas de brechamiento.

Estas estructuras fueron originadas durante la deformación a la que fueron sometidas las rocas calcáreas durante el proceso de emplazamiento del cuerpo intrusivo granodiorítico, por efecto de la alta presión y temperatura.

Lo que generó por efecto de metasonatismo la deformación y formación de rocas, como skarn de granate, horizontes de wollastonita, hornfels y mármol con aislados cuerpos de sulfuros primarios en forma disseminada a lo largo de fracturas, siendo esta etapa considerada como la primera etapa de formación mineralógica (minerales de cobre, plomo, zinc y hierro).

Posteriormente por un movimiento de carácter tectónico post-intrusivo, originó fallas de tipo normal con una orientación preferencial NE-SW y NW-SE, con un desplazamiento vertical y horizontal.

Aprovechando esta zona de debilidad se emplazaron en un segundo período cuerpos intrusivos de composición pórfido-diorítico, relacionados a la última fase magmática del stock granodiorítico en forma de apófisis, diques y sill, generando en las rocas encajonantes una fuerte silicificación y fracturamiento secundario, por un proceso de presión provocando la removilización de las zonas mineralizadas, esta etapa ha sido considerada como un segundo período de mineralización de cobre, hierro, plata y oro.

Es posible que la asociación mineralógica no se halla derivado directamente de este cuerpo intrusivo, sino que proviniera de una cámara magmática profunda. (CRM, 1984)

Se ha considerado una tercera etapa de mineralización de baja temperatura asociada a la tectónica del tren estructural NW-SE, a través del cual se inyectaron vetas de cuarzo en skams de granate con valores de oro y plata. La mineralización se encuentra constituida por la presencia de minerales de Cu, Ag, así como galena, calcopirita, bornita, calcosita, cuarzo y calcita, estos dos último como minerales de ganga.

d) Leyes y tonelaje

Por medio de estudios realizados por el CRM (1985), se han podido ubicar reservas con valores de 2'346,400 Ton de mineral. Sin embargo, este volumen de mineral se ve reducido si consideramos su contenidos metálicos, de tal forma que con base a estudios metalúrgicos (Comisión de Fomento Minero) solo 95,400 Ton. son apropiadas para programar una explotación.

7.2.4 Depósitos de lateritas

Litológicamente las lateritas se definen, como un suelo de tipo residual, de forma terrosa, suave, poroso, sin consolidar de coloración preferentemente pardo-rojizo hacia la superficie, mientras que hacia la base tienden a ser más arenosas, con cambios de color a tonos más claros.

Los estudios geológicos realizados en el sureste de México, han revelado que los principales depósitos lateríticos, que con base a sus diferentes formas y características mineralógicas presentes en los depósitos son en las áreas:

- a) Zona Ostuacan
- b) Zona Tenejapan

a) Desarrollo, forma y estructura de la mineralización

En general los yacimientos presentan masas lateríticas homogéneas de forma lenticular, que se han generado sobre flujos de rocas volcánicas, presentando una morfología de formas aisladas, peneplanizadas y ligeramente onduladas.

El proyecto Ostuacan consiste de una masa homogénea de hasta 15m de espesor con horizontes de mayor concentración de alúmina, reconocidos por medio de perforaciones a una profundidad promedio de entre 2 y 5m.

La extensión lateral de la zona mineralizada se encuentra en función de la topografía existente de la región. En lo referente a las dimensiones del yacimiento, son generalmente reducidas, ya que solamente se han encontrado zonas de interés sobre las partes altas de los lomeríos que conforman el área, sin embargo se han podido detectar algunas excepciones en las cuales se tiene localizados cuerpos uniformes de aproximadamente 500m de longitud con un espesor promedio de hasta 3m.

b) Yacimientos Minerales

-Lateritas de Ostuacan.

El área se localiza en la parte norte del estado de Chiapas a 70 km en línea recta al NW de Tuxtla Gutiérrez y a 24km. aproximadamente del poblado de Pichucalco en dirección SW; se encuentra delimitada por las coordenadas geográficas 17° 29' a 17° 32' de latitud norte y 93° 25' a 93° 35' de longitud oeste, cubriendo una superficie aproximada de 20,000 has.

Geología local.

En el área de Ostuacan se presenta una secuencia de rocas sedimentarias del Terciario hacia su base cuyas edades varían del Eoceno al Mioceno. Sobreyaciendo a esta secuencia de rocas se encuentran un paquete de rocas de tipo volcánico (brechas, andesitas, tobas, cenizas y escorias volcánicas). Finalmente sobreyaciendo y coronando a esta secuencia se encuentran sedimentos recientes como arenas, gravas, limos y arcillas.

Las rocas más antiguas que afloran en el área se encuentran constituidas por una secuencia sedimentaria de lutitas y areniscas, las que presentan una clara alternancia rítmica, de estratificación delgada a media, presentando tonos que van de pardo a rojizo.

Esta formación presenta múltiples afloramientos dentro del área y pueden ser localizados en la porción este y sureste de Ostuacan. Con base en sus características litológicas se puede correlacionar con la Formación El Bosque del Eoceno.

Cubriendo a esta unidad se encuentra en contacto transicional una secuencia sedimentaria de tipo arcilloso con intercalaciones de areniscas, de estratificación delgada; hacia la parte media superior de esta formación decrece paulatinamente el contenido de areniscas y en su lugar aparece margas poco resistentes, cabe señalar que su distribución se encuentra restringida al sureste y noroeste de Ostuacan.

Sobreyaciendo en forma concordante a esta formación se encuentra una secuencia de rocas sedimentarias constituidas fundamentalmente por areniscas de estratificación delgada presentando intercalaciones de horizontes laminares de lutitas. A esta formación se le ha asignado una edad del Oligoceno.

-Lateritas Tenejapa.

Se localizan en el centro del estado de Chiapas, en la región denominada "Los Altos de Chiapas".

Geología Local.

Se caracteriza por la existencia de un paquete de sedimentos marinos cuyas edades varían desde el Cretácico Medio al Paleoceno, caracterizados por sedimentos continentales y transicionales del período Eoceno. Al final del Terciario estos sedimentos fueron cubiertos por una serie de rocas volcánicas y productos piroclásticos.

Cretácico

Se encuentra representado esencialmente por rocas calcáreas que afloran con horizontes dolomíticos e intercalaciones de brechas calcáreas presentando una estratificación media a gruesa, con la presencia ocasional de horizontes arcillosos dentro de los planos de estratificación, el espesor máximo medido de esta secuencia ha sido de 1000m.

Esta secuencia de rocas sedimentarias sobreyacen principalmente a las rocas graníticas del Paleozoico y de la Formación Todos Santos, estratigráficamente se le ha asignado una edad del Cretácico Medio correlacionable con los miembros Catelha y Cintalapa del Grupo Sierra Madre.

Cretácico Superior

Cubriendo a la unidad anterior se encuentra una secuencia calcáreo-arcillosa compuesta por calizas muy impuras, calcarenitas, margas, lutitas y lutitas arenosas, presentando una transición desde los estratos gruesos de rocas carbonatadas hasta llegar a las rocas calcáreo-arcillosas con espesores muy delgados.

El ambiente de depósito de esta secuencia sedimentaria señala condiciones de plataforma con facies de mar abierto, incluyendo depósitos de talud, los que son correlacionables con la Formación Angostura.

Paleoceno

sobreyaciendo en forma discordantemente a las rocas del Cretácico se encuentra una secuencia sedimentaria constituida por una alternancia rítmica de lutitas y margas, horizontes arcillosos y estratos delgados de calizas de la Formación Soyalo del Paleoceno.

La estratificación es generalmente delgada, con base en sus características litológicas de esta formación, se deduce un ambiente de depósito de mares someros.

Eoceno Medio Superior

La Formación el Bosque cubre en forma discordante a la secuencias anteriores, esta unidad se encuentra constituida por una alternancia de areniscas, lutitas, margas y conglomerados de estratificación media a gruesa.

La secuencia estratigráfica cambia verticalmente desde la parte inferior compuesta de sedimentos marinos a sedimentos continentales hacia su parte media, para cambiar nuevamente en la parte superior a depósitos marinos. Estas características sugieren un ambiente de depósito cercano al litoral el que se encontraba sujeto a posibles elevaciones, por su contenido faunístico se le ha considerado una edad del Eoceno Inferior-Medio para la zona de Ixtapa, (PEMEX, 1987).

Finalmente esta secuencia de rocas sedimentarias subyace en forma discordante a derrames lávicos y productos piroclásticos de composición intermedia a ácidos, tentativamente se le ha asignado una edad de finales del Terciario.

c) Mineralogía

Se elaboró un cuadro resumen de las principales características mineralógicas y químicas, que presentan estos yacimientos:

Lateritas de Ostucan.

Composición química		Composición mineralógica	
Al ₂ O ₃ t	41.93%	Gibbsita	50.1%
Si O ₂ t	10.22%	Caolinita	16.9%
Fe ₂ O ₃ t	20.16%	Diasporo	0.9%
Ti O ₂	2.31%	Cuarzo	2.3%
Al ₂ O ₃ e	37.2%	Goethita	10.0%
Si O ₂	4.2%	Hematita	6.2%
Fe O	1.995	Magnetita	6.5%
		Anatasa	2.3%

Lateritas de Tenejapan.

Composición química		Composición mineralógica	
Al ₂ O ₃	40.57%	Gibbsita	37.85%
Si O ₂	21.0%	Caolinita	27.94%
Fe ₂ O ₃	13.05%	Goethita	11.5%
Al ₂ O ₃ e	26.0%	Magnetita	0.7%
Si O ₂	1.3%	Rutilo	2.0%
Ti O ₂	1.3%	Cuarzo	8.0%

d) Génesis

De las características mineralógicas observadas en los diferentes depósitos localizados en el estado de Chiapas, se puede concluir que el proceso de laterización, fue generado por un proceso de intemperismo "in situ" el cual actuó sobre rocas de tipo volcánico y productos piroclásticos de composición intermedia, cabe señalar que este proceso se encuentra controlado por las condiciones del drenaje de la roca generadora, la morfología, la porosidad de las unidades volcánicas todo ello acompañado por un factor climatológico muy favorable.

e) Reservas y leyes

De la evaluación de las reservas del proyecto Tenejapan, se obtuvieron 1'700,000 Tn de mineral con una ley promedio del 42.27% de Alúmina soluble y 4.5% de sílice reactiva. Estos valores fueron obtenidos aplicando una metodología de beneficio de disgregación y separación granulométrica.

De acuerdo con las observaciones de asesores Húngaros los depósitos de Tenejapan y zonas aledañas pueden considerarse de interés económico, no sólo por la recuperación de bauxita de grado comercial mediante el beneficio, sino por su contenido de alúmina total que ofrece la posibilidad de ser procesado, bajo métodos alternativos tipo Bayer (Bayer-Sinter), con este enfoque se cubicaron reservas del orden de 8'800,000 tn. con una ley promedio de 37.6% de alúmina.

En el área de Ostuacan, se han evaluado, cuatro cuerpos mineralizados de reservas reconocidas con los nombres de: La Herradura, Chapultepec, Hidalgo y Catedral de Chiapas, cubicando sus reservas en base perforaciones, alcanzando niveles del orden de 2'215,000 tn de material bauxítico con contenidos de alúmina recuperable del 36.3% y 4.2% de sílice reactiva en promedio.

7.3 GEOLOGIA ECONOMICA-MINERA

7.3.1 INTRODUCCION.

El presente subcapítulo es un análisis económico-minero de la porción sureste de la República Mexicana, tomando como punto de referencia sus características geológico-económicas, de tal forma que puedan ser englobadas dentro de un contexto económico regional.

Cabe señalar que no se trata de penetrar en los problemas de la teoría referente a la división económica regional, debido a que son aspectos complejos y no directamente vinculados al tema central de este trabajo, en el que se ha enfocado directamente a sus rasgos geológico-mineros de la región.

Sin embargo, las zonas económicas tratan solamente de insistir en la especialización productiva, en el grado de desarrollo y en la importancia económica de cada una de ellas, lo que representa una marcada relación con la utilización de los recursos naturales.

Estos factores de índole natural representan una marcada importancia dentro de la economía y su interés se deja sentir al analizar las regiones económicas, donde la combinación de todas las formas productivas del trabajo humano, contando desde las formas primarias, dentro de las que se encuentran la agricultura, silvicultura, caza y exploración minera, hasta las secundarias o de transformación, así como los aspectos de infraestructura dentro de los que se cuentan los servicios y distribución, son los que otorgan una fisonomía propia y distinta a cada una de las regiones.

Se puede observar que las regiones de carácter físico no coinciden con las regiones económicas, ya que aquí éstas se han formado y obedecen a la acción de leyes naturales, en tanto que las regiones económicas se estructuran gracias a la influencia de la acción del hombre sobre la naturaleza y su grado de desarrollo dependerá de la etapa de desarrollo cultural en que se encuentre esta zona.

7.3.2 CARACTERISTICAS GEOLOGICO-ECONOMICAS

Durante el desarrollo de este trabajo en el estudio y análisis de la distribución geográfica de los yacimientos y prospectos minerales en el Sureste de la República Mexicana, se pudo realizar la delimitación y configuración de zonas con características minerales semejantes.

Esta distribución de elementos metálicos adquiere una conformación en zonas dispuestas en forma subparalela a la línea de costa, caracterizada cada una de estas por la predominancia de uno o varios tipos de yacimientos.

Las principales asociaciones mineralógicas que se presentan son las que forman los elementos base asociados con metales preciosos Pb,Zn,Ag (Au-Cu) y una segunda asociación caracterizada por la predominancia de los elementos Fe,Cu (Au) consideradas dentro de este trabajo como zonas Polimetálica y Ferrífero-Cuprífera, respectivamente.

Sin embargo, por la escasa información acerca de la producción de estas asociaciones y más aun de cada uno de los elementos, y con el fin de lograr el objetivo deseado, se optó por tomar en consideración en forma general la producción minero-metalúrgica del sureste del país.

Llama la atención que a pesar de ser una zona tan extensa, la cual comprende una superficie que representa el 12.41% del territorio nacional, su producción minero-metalúrgica represente un bajo rango en relación con los niveles porcentuales de producción nacional, como consecuencia de la reducida cantidad de yacimientos en operación, por lo que la minería juega un papel de poca importancia dentro del marco económico regional.

7.3.3 ASPECTOS ECONOMICOS REGIONALES

Las actividades primarias ocupan casi el 60% de la población activa, dentro de las principales actividades destaca la agricultura abarcando el 15% de la superficie de Chiapas y se localiza fundamentalmente sobre la llanura costera y los valles centrales de Chiapas.

La cría de ganado es también bastante consistente, es por el valor de su producción ganadera, el segundo entre todas las entidades. El inventario ganadero rebasa actualmente los 3 millones de cabezas, resaltando por otro lado las producciones apícolas y avícolas.

En el estado de Chiapas también es importante en la producción forestal, tanto de maderas preciosas tropicales (caoba, cedro, guanacaste), así como en maderas de menor calidad. Actualmente la silvicultura chiapaneca se coloca en sexto lugar a nivel nacional. (Fig. 64)

De forma global, las formas productivas primarias proporcionan el 15.5% de producto interno bruto, sólo superada con la actividad extractiva que pasó a representar del 7.5% del P.I.B. en 1970 al 45% para 1980 (CGEGi de Chis. 1988). Este brusco cambio, se debe a la explotación del petróleo y gas. Actualmente la zona de explotación se limita al noroeste del estado de Chiapas.

El desarrollo industrial de Chiapas es muy precario y una gran parte de las actividades secundarias se restringen a la producción artesanal. La industria está representada sólo por algunas actividades básicas relacionadas estrechamente con la producción agropecuaria (productos lácteos, conservas, extracción de aceites, etc.).

7.3.4 DESARROLLO ECONOMICO-MINERO

A fin de conocer las condiciones económicas de la región y el futuro desarrollo económico de la minería, se tomaron en cuenta las necesidades y factores que enmarcan la evolución económica regional, principalmente las formas productivas primarias, así como las secundarias, de igual forma se utilizaron parámetros referidos a los niveles de producción minero-metalúrgico a nivel nacional, con el fin de conocer las necesidades de explotación de algún elemento determinado.

El desarrollo de estudios relacionados a la producción minera del estado de Chiapas, permite la integración de cuadros estadísticos, los cuales muestran la historia de la producción minera de la zona.

Las estimaciones realizadas señalan que hasta ahora la producción minera del estado, en relación con los niveles porcentuales de producción nacional son muy bajos y en algunos casos inexistentes dentro de las estadísticas mineras.

Los bajos niveles de producción se relacionan directamente con la escasa infraestructura existente, como son la falta de vías apropiadas de comunicación adquiriendo una mayor problemática por la ausencia de plantas de procesamiento en el estado y en general el sureste del país.

Aunado a esto, se deben de considerar los bajos recursos monetarios disponibles que permitan el desarrollo de exploraciones evaluativas de la zona, esta falta de exploración se ve limitada al mismo tiempo por la dificultad de los accesos topográficos y vegetación, lo que agrava la situación, tanto para el desarrollo económico y social del lugar.

En lo referente a las plantas de beneficio, existen tan sólo dos plantas en el estado de Chiapas y aún dentro de todo el sureste, una se localiza en Solusuchiapa, Chis. Santa Fe con una capacidad de 80 tn/día, con un sistema de tratamiento por flotación, para el beneficio de Cu-Au, perteneciente a la compañía minera el Corso S.A.

Agropecuaria, Silvicultura y Pesca	31.01	25.76	15.48
Industria Extractiva (Minera y Petrolera)	7.49	18.75	44.97
Industria Manufacturera	10.82	9.25	10.58
Construcción	3.22	3.74	2.72
Electricidad	6.62	1.59	2.07
Comercio, Restaurantes y Hoteles	17.07	18.02	9.21
Transporte, Almacenamiento y Comunicaciones	3.50	3.49	2.51
Servicios Financieros, Seguros y Bienes Inmuebles	13.43	10.38	4.75
Servicios Comunes, Sociales y Personales	7.84	11.52	8.00

FUENTE: Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.

LAS REGIONES ECONÓMICAS



Región	Cabecera
1 CENTRO	Tuxtla Gutiérrez
2 ALTOS	San Cristóbal L. C.
3 FRONTERIZA	Comitán de Domínguez
4 FRANCESCA	Villaflores
5 NORTE	Pichucalco
6 SELVA	Patulul
7 SIERRA	Motuzintla
8 SOCOMUSCO	Tepechula
9 COSTA	Tonelá

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	TESIS PROFESIONAL
	ASPECTOS ECONÓMICOS
	RODOLFO HIRFIELD ANDRÉS
	BARROS TRUJILLO FRANCISCO
	FIGURA No. 43 1988

PRODUCCION MINERO-METALURGICA DE CHIAPAS (KILOGRAMOS)				
AÑO	ORO	PLATA	PLOMO	COBRE
1970	2	81	7000	10000
1971	3	71	3000	10000
1972	-	11	-	3000
1973	-	-	-	-
1974	-	-	-	-
1975	2	51	-	10
1976	1	28	-	6
1977	1	15	-	3
1978	-	-	-	-
1979	-	-	-	-
1980	-	-	-	-

Una segunda planta se localiza en la región de Chicomuselo, Chis. con una capacidad instalada de 50 tn/día, con un sistema de tratamiento por medio de concentrado, de la minera Utex s.a..

Sin embargo, el principal problema de estas plantas, en el caso de Santa Fe es su irregular funcionamiento durante todo este tiempo, se tiene información que la planta opero escasamente unos meses y parece ser que el motivo principal del abandono fueron problemas económicos de la compañía que la explotaba.

Para el caso de la planta de Chicomuselo, no se tiene informes del tiempo de operación, esta planta se tiene registrada como desmantelada (Dirección General de Minas).

Por otro lado cabe aclarar que los datos que maneja la Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP) para la elaboración de sus cuadros estadísticos en lo referente a producción minero-metalúrgico, surgen a través de la información procedente de las plantas de beneficio de todo el país, las cuales manejan en forma global el volumen de material procesado sin considerarse origen, en la mayor parte de ellas.

Esto representa un factor de suma importancia, dado que para el caso no existen plantas de procesado, por lo que consecuentemente se carece de datos de producción para el sureste de México.

A pesar de esto se cuenta con índices en la producción minera de Chiapas, siendo un período que va de 1970 a 1972, con ausencia total para los años 1973-74 y un último período que va de 1975 a 1977, estos períodos de producción han sido considerados como etapas de funcionamiento de las plantas instaladas en el estado, para el caso de los minerales de Au, Ag, Pb y Cu, desapareciendo los valores para años posteriores de 1977.

Al no existir plantas de procesado para años posteriores de 1977, la pequeña y mediana minería se vio obligada a transportar el material extraído hacia otras plantas de beneficio.

Esto puede provocar de alguna manera que la pequeña minería desaparezca o se vea gravemente reducida, para un corto tiempo, porque sus rendimientos no soporten los altos costos de transportación hacia otros lugares del país.

Estas limitantes mineras y los bajos niveles de producción minero-metalúrgico señalados hasta aquí, son relacionados a la falta de infraestructura. Por otro lado, cabe señalar que existe otro factor íntimamente relacionado con el potencial económico de los yacimientos, que es el número y tamaño de los yacimientos en operación así como sus niveles de reservas.

Dentro de este factor se consideraron únicamente las reservas en operación, las cuales se definen como aquellas que han sido evaluadas en su totalidad (probadas) y de forma parcial las reservas probables y posibles.

Sin embargo, dadas las características geológicas de los depósitos, existen múltiples zonas que carecen de ubicación de reservas, lo que obliga a tratar este aspecto con base a proyectos que representen un mayor potencial económico de acuerdo con sus niveles de reservas y leyes.

En forma general el mayor tonelaje calculado de reservas se estima en 2'346,400 tn. en la mina Santa Fe (CRM), pero desde un punto de vista geológico-económico y con base a estudios metalogénicos, (Fomento minero) solo 95,400 tn presentan leyes de mineral económico apropiadas para la realización de una operación minera, además si se considera un 80% de mineral recuperable por procesos de explotación, se puede observar que es un tonelaje relativamente bajo para la planeación de explotación del yacimiento y por consiguiente resulta poco atractivo el proyecto.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- El Sureste de México se encuentra constituido por una amplia secuencia de rocas Mesozoicas y Cenozoicas, constituida principalmente por rocas sedimentarias marinas que se encuentran plegadas y falladas, en la parte occidental del área de estudio, mientras que hacia la Península de Yucatán aflora una secuencia de rocas cenozoica, principalmente calcárea, las que no presenta deformaciones significativas. Estas secuencias descansan en un Basamento Cristalino de edad Precámbrica-Paleozoica, que aflora al sureste de la región.
- El Macizo Granítico Metamórfico forma parte del basamento de la región. Está conformado cuerpos por rocas ígneas y metamórficas, el cual se encuentra afectado por diversos cuerpos intrusivos que influyeron directamente en la distribución de asociaciones metálicas afines.
- En el sureste de México se han reconocido siete eventos tectónicos: Acadiano, Apalachiano, Nevadano, Prearamídico, Laramídico, Chiapaneco y Cascadiano.
- El resultado de estos eventos en el sureste de México, desarrolló diferentes estilos de deformación en la región, los cuales han sido agrupados en 11 provincias tectónicas, con características y rasgos estructurales bien definidos. (Figs. 22 a 27)
- Con base en datos sísmológicos, se reconoce que en esta región actualmente existe una zona de subducción compleja e inestable, que dadas las características estructurales de la Placa de Cocos, se manifiesta en el continente, a través de estructuras volcánicas y focos geotérmicos.
- La interacción de placas tectónicas, genera rasgos morfotectónicos mayores, los cuales se observan en el interior del continente y en sus márgenes, manifestándose fracturas y fallas distensivas y de cizallamiento con una orientación preferencial NE 45-55 SW, formando patrones estructurales localmente complejos y regionalmente orientados hacia el norte.
- El estilo tectónico registrado en el basamento es de distensión, sin embargo, no existen hasta la fecha datos estructurales que describan plegamientos, ya que en ninguna parte donde aflora, se encuentra deformado, por lo que las deformaciones y plegamientos son exclusivos de las secuencias sedimentarias.
- Se interpreta una aparente migración al NE en el emplazamiento de cuerpos intrusivos asociados a la mineralización, generados probablemente por la evolución de una junta triple en movimiento.
- A través de la información consultada se elaboró una base de datos, que permitió generar gráficas y ubicar los yacimientos del sureste de México, así como conocer sus características metalogénicas. (Anexos)
- Con base en la información recopilada, se definieron las siguientes 7 zonas metalogénicas en el sureste de México: polimetálica, hierro-cuprífera, cobre-molibdeno, áreas de "arenas negras, así como zonas de lateritas y de domos salinos (azufre). (Fig. 38)
- La zona polimetálica se caracteriza por yacimientos de tipo hidrotermal, emplazados sobre rocas paleozoicas asociadas a la formación Paso Hondo y areniscas mesozoicas de la formación Todos Santos, la mineralización se presenta rellenando fracturas y en brechas de fallas, en forma de sulfuros de plomo y zinc, presentando un control estructural general NW-SE.

- La aparente continuidad de yacimientos hidrotermales con respecto a la falla del "Monte Sinai", permite considerar la discontinuidad como uno de los rasgos tectónicos más importantes en la distribución de concentraciones metálicas para el área de Chilcomuseló. Regionalmente se interpreta un control de los yacimientos minerales, por el lineamiento compuesto por fallas y fracturas, con una orientación NW - SE.
- La zona ferrífero-cuprífera muestra un control de la mineralización ejercido por la influencia de cuerpos intrusivos graníticos del Terciario Superior, sobre una secuencia calcárea del Cretácico Medio-Superior, la mineralización se presenta en cuerpos Irregulares, mantos y bolsas constituidas por la asociación de magnetita, hematita y sulfuros de cobre.
- Por la asociación que guardan los yacimientos Ferrífero-Cupríferos con las calizas y los cuerpos intrusivos, así como por sus relaciones estructurales y de mineralización, se han clasificado los depósitos como de tipo pirometasomáticos de contacto.
- Los yacimientos de Co-Mo, se encuentran específicamente en aquellas regiones donde la existen rocas metamórficas de edades precámbricas y paleozoicas, los cuales son afectadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos, generando yacimientos de tipo pórfido cupríferos.
- La zona auro-cuprífera, se caracteriza por yacimientos de tipo metasomático, desarrollados en secuencias sedimentarias del Cretácico, asociadas al emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos con fechamientos de 2.5 m.a., la mineralización afecta zonas particularmente de rocas calizas (zonas de brechas de fallas), principalmente en el área de Solusuchlapa.
- Con base en las características litológicas presentes en el área, se puede considerar que la fuente del material detrítico de las "arenas negras" son los cuerpos intrusivos ácidos y básicos que constituyen el macizo granítico de Chiapas
- Se considera que los procesos neotectónicos desarrollados en la región, resultan ser los principales mecanismos en el control en la distribución de las concentraciones metálicas presentes en el estado de Chiapas.
- Las zonas mineralizadas presentan un comportamiento estructural general definido por un sistema de fallas, con orientación preferencial NW-SE, controlados principalmente por los procesos de distensión del Cretácico Superior-Paleoceno.
- Las áreas de volcanismo "Reciente" así como en el cinturón sísmico, son zonas favorables para la exploración y búsqueda de focos geotérmicos.
- Debe realizarse una Integración de los trabajos geológico-geofísicos a nivel regional. De esta manera se podrá identificar y reunir los elementos tectónicos-estratigráficos y sus respectivos metalotecciones, que aportarán las bases una futura interpretación, para desarrollar una la prospección minera más adecuada.
- Es importante considerar y dar importancia a los datos paleomorfológicos y paleobatimétricos como criterios de reconocimiento y precisión de las reservas, para el caso de los yacimientos volcánicos sedimentarios .
- Es conveniente intensificar la búsqueda de concentraciones metálicas a través de la exploración geoquímica y bacterioquímica apoyada sobre bases geológicas.
- Es recomendable realizar una exploración selectiva e intensiva, así como sistemática, sobre las zonas potencialmente mineras reconocidas dentro de este trabajo.

- **Dentro del contexto económico minero del sureste de la República Mexicana, se advierte que considerando el volumen total y leyes de las reservas cubicadas sobre los distintos yacimientos, los costos tanto directos como indirectos de explotación, proceso de beneficio, fletes y gastos de administración, presentan costo tan elevados que resultan marginales para la operación de los yacimientos.**
- **La necesidad de rehabilitar las plantas de beneficio existentes, encarece aun más la operación de los yacimientos. Esto ha provocado en términos generales los bajos valores de producción minera registrados en esta zona, quedando esta actividad dentro del marco económico regional, subordinada a otras formas productivas.**
- **Quizá la conclusión y recomendación más importante es el reconocer la necesidad de intensificar en esta área de México, estudios dirigidos a problemas geológicos, con la finalidad de responder a preguntas específicas en el ámbito metalogénico, fundamentadas en el marco de la tectónica de placas.**

BIBLIOGRAFIA

- AGUAYO, C. J. E., BELLO, M., DEL VECCHIO, ARAWO, M., BASAÑEZ, L., 1980, **Estudio Sedimentológico en el área Tulum-Cancún. Isla Mujeres, Edo. Quintana Roo, México.** Soc. Geol. Mex. Tomo XLI, Nos. 1 y 2, p. 15-32.
- AGUAYO, C. J. E., MARIN, C. S., 1987, **Origen y evolución de los rasgos morfoestructurales postcretácicos de México.** Bol. Soc. Geol. Mexicana. Tomo XLVIII. No. 2.
- ANDRACA SANCHEZ E., 1987, **Geología y génesis del azufre en las áreas de Jaltipa, Petapa y Textistepec.** Ver. Tesis Profesional, Fac. Ingeniería UNAM (Inédita)
- ALVAREZ, M. J. R., 1961, **Epocas Metalogénicas.** Bol. de la Asoc. Geol. Mex. Tomo XXIV. Num. 1.
- BATESON, J.H., 1972, **New Interpretation of geology of Maya Mountains, British Honduras.** Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. Vol. 56, pag 956-963.
- BAZAN, S. 1980, **Metalogénesis de la faja estructural mexicana.** Geomimat. No. 129 pag.35-63
- BOSZ, V. W. R., 1967, **La Bauxita y su Exploración en el área de Necaxa, Puebla.** Tesis Profesional, Fac. de Ing. UNAM.
- BUFFERL, R. T., WATKINS, J., SCHAUB, F. J. and WORZEL, J. R., 1980, **Structure and early geologic history of the deep central gulf of México Basin.**- Trabajo presentado para el Simposium: The origin of the gulf of México and the early opening of the central north- Atlantic ocean.-The University of Texas Marine Science.- Institute.- Galvestone Geophysics laboratory.- Proceedings of a Symposium, Baton Rouge, Louisiana, EEUU.
- BUTTERLIN, J., 1960, **Mapas Geológicos de la Península de Yucatán.** Rev. Ing. Hidráulica de México. Vol. 7, p. 1-10.
- CABRAL, C. E., MORAN, Z. y URRUTIA, F. J., 1986, **Paleomagnetismo y Terrenos Tectonoestratigráficos de México.** Bol. Asoc. Geol. Mex. Tomo XLVII. Vol. 2.
- CANUL-DZUL, R. F., RAZO-MONTIEL A., y ROCHA-LOPEZ V., 1983, **Geología e Historia Volcanológica del Volcán Chichonal, Estado de Chiapas; el Volcán Chichonal, Mex. D.F., UNAM.** Inst. de Geol. p. 3-22.
- CALMUS, T., 1986, **La frontera entre las placas Norte-América y Caribe: Estructuras Principales y Evolución Cenozoica.** Depto. Geol. Universida de Sonora, Vol. 3, No. 1, p. 19-87.
- CARFATAN, J. C., 1976, **El Prolongamiento del Sistema de Fallas Polochic-Motagua, en el SE de México; una frontera entre dos provincias geológicas.** Acapulco-México, Congreso Latino- Americano, Geología 3, Memorias.

- CARFANTAN, J. C., 1977, La Coblajadura de Motozintla - Un Paleocarco en Chiapas. Rev. del Inst. de Geol. Vol. 1, Num. 2, p. 133-137.
- CARFANTAN, J. C., 1978, Evolución estructural del SE de México; Paleografía e Historia Tectónica de las zonas Internas Mesozoicas. Rev. del Inst. de Geol. UNAM. Vol. 5, No. 2 p. 207- 16.
- CARFANTAN, J.C., 1983, Les Ensembles Géologiques Du Mexique Meridional. Evolution Géodynamique durant le Mesozoique et le Cenozoique. Rev. Géofísica Internaciona. Vo. 22, No. 1. México, D.F.
- CARRANZA, E. A. 1986, Estudio sedimentológico de las playas del Estado de Chiapas, México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. Vol. 13 no.1.
- CARRANZA, E. A. 1980, Ambientes sedimentarios recientes de la Llanura Costera Sur del Istmo de Tehuantepec. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. 7 (2): 13-66.
- CASTELLANOS TRUJILLO L., 1986, Estudio geoquímicos en la región sureste de la República Mexicana, Tesis Maestría en Ciencias, Fac. de Ciencias, UNAM
- CASTELLANOS L. MEDINA M., 1975, Los hidróxidos de aluminio en los suelos de Chiapas. Rev. del Inst. de Geol., UNAM. Vol. 95
- CASTELLANOS L., 1982, El origen marino de las anomalías de cromo en el estado de Chiapas. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. Vol. 9 no. 1
- CASTRO-MORA, J., MARTINEZ, R. E. y SCHLAEPFER, C. J., 1975, Estratigrafía y Microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur, Chiapas. Boletín de la Asoc. Mex. de Geol.-Petrol. Vol. XXVIII, Nos. 1-3.
- CLARK, 1987, Magmatismo en relación con los yacimientos minerales en México. Geological Society of America Bull. Vol. 93
- CONEY, J. P. 1983, Un Modelo Tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y del Caribe. Rev. del Inst. Mex. del Petroleo. No. 1, Vol. XV.
- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, (CRM), MEXICO-ARCHIVO TECNICO. Banco de Información Geológica-Minera. Perteneciente a los Estados de Chiapas, Campeche, Tabasco, Yucatán y Quintana Roo. años, 1984 a 1988
- CHARLESTON, S., 1984, Modelo tectónico de la Placa Chiapaneca. VII Conv. Nal. Soc. Geol. Mex., memorias y resúmenes.
- CHIRINOS, PEREZ, G.F., 1973, Estudio Geológico al SW de Malpasó, Chiapas. PEMEX, Zona Sur. Informe Interno.
- CSERNA, Z. DE, 1961, Tectonic Map of México. Published by the Geological Society of America. Escala 1:250,000. Inst. de Geol. de la UNAM. 1977. publ. 1976-77, Méx.
- CSERNA, Z. DE, 1971, Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico. Geol. Rundsch 80, pag 1488-1513.

- DAMON, E. P., SHAFIQUILLAH, M. and CLARK, K. F., 1981, *Age trends of igneous activity in relación a metalogénesis in the southern Cordillera*. Arizona Geol. Soc. Digest, 4: p.137-154.
- DAMON, E. P. y MONTESINOS, E., 1978, *Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active benioff zone in Chiapas, México*. Arizona Geol. Soc. Digest,
- DAMON, P. E., SHAFIQUILLAH, M., and CLARK, K. F., 1981, *Evolución de los Arco Magmáticos en México y su relación con la metalogénesis*. Rev. del Inst. de Geol. UNAM. Vo. 5 y No. 2. p. 223-238.
- DEL CASTILLO, G. L. y VIVAS, V. A., 1983, *Esquema Tectónico del Borde de la Placa del Caribe al este de Yucatán*. Bol. de la Asoc. Mex. de Geol.-Petros. Vo. XXV. Nos. 4-6 p. 160-182.
- DE LA LLATA, R. R., GUTIERREZ-COUTIÑO R., MORENO-CORZO M., BUCHELLI; GORGES, CARFATAN, J.C., 1979, *Geología y Tectónica del Sureste de México, principalmente al norte de Chiapas (zonas Peñitas-Chicoasen-Itzantún) México*, D.F. C.F.E, Informe (Inédito).
- DE LA ROSA J., EBOLI M.A. DAVILA, 1989, *Geología del Estado de Chiapas*. CFE, dep. de Geología, Méx. D.F.
- DELGADO L. 1986, *Análisis tectónico del sistema transpresivo neogeno, entre Macuspana, Tabasco y Puerto Angel, Oax.*
- DENGO, G., 1968, *Estructura Geológica, Historia Tectónica y Morfológica de América Central. Guatemala*, Inst. Centro Americano de Inv. y Tec. Indus. Centro Reg. de Ayuda Técnica. p. 45.
- DENGO, 1989, *La posición de Chiapas en relación a las placas litosféricas*, en De la Rosa, 1989, CFE. Gerencia de Exp. zona sur. México D. F.
- DIETZ R.S. AND HOLDEN, J. 1970, *La disgregación de la pangea*, en Wilson T. 1976, *Deriva Continental y Tectónica de Placas*. Selec. Scient. Ame. 2 ed. pag. 154-167
- DIETZ R.S., 1991, *Demise of the dinosaurs: A mystery solved ?*, Planetari Science, pag. 32-37
- EXYCO, S.A., 1989, *Estudio de Explotación Geohidrológica en la región costera Nororiental del Estado de Quintana Roo (zona Cancún-Tulum-Coba)*.
- EINAUDI, M.T. MEINET, L.D. Y NEWBERRY R.J., *Skarn Deposits*. Economic Geology, 75 aniversario.
- FIGUEROA, A.J., 1973, *Sismicidad en Chiapas*. Inst. Ing. de la UNAM. Junio (316).
- GONZALES R. 1975, *Bosquejo Geológico de la zona Noreste*, Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr. Vol. 28 (1-2) pag. 2-49.
- GUTIERREZ, C. R., 1956, *Geología del Mesozoico y Estratigrafía Pérmica del Estado de Chiapas*. Congreso Geológico Internacional, excursión C-15-XX sesión.
- GUTIERREZ, C. R., 1982, *Discusión preliminar de las deformaciones Larámídcas en la Sierra de Chiapas*. Est. Reg. SE. Rev. Inst. Geol. UNAM. Tuxtla G., Chis.
- GUTIERREZ, M. I., 1985, *Análisis Metalogenético del Estado de Sinaloa*. Tesis Profesional, Ingeniero Geólogo, Fac. de Ing. UNAM.

- GUILLBERT J. M., 1982, *Clasificación de los yacimientos en función de la tectónica de placas*. Bull. Geol. Soc. of Amer. Vol. 93 pp.463-467
- HERNANDEZ, G. R., 1973, *Paleogeografía del Paleozoico Mexicano*. Bol. Asoc. Mex. de Geol.-Petro. Vol. XXV. Num. 1-3 p. 77-110.
- KOMLOSSY, 1968, *Tecno-Economic study for the commercial extraction of alumina from bauxite slaty*, Informe técnico, UNITED Nations Industrial develop ment organization.
- LOPEZ, O. R., 1982, *Geología y Posibilidades Petroleras de los Sedimentos Cretácicos en la parte SE del frente de la Sierra Madre de Chiapas*. Bol. Asoc. Petro. Vol. XIV. Núm. 5 y 6 (Mayo- Junio). p. 135-154.
- LOPEZ R. 1969, *Marine Paleozoic rocks of Mexico.*, Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. Vol. 53, pag. 2399-2417.
- LOPEZ, R. 1973, *Geological summary of the Yucatán Peninsula*, Bol. Asoc. Geol. Petro. (AMGP), Vol. XXV No. 1-3
- LOPEZ, R. E., 1979, *Geología de México*, 2a. Ed. Edición Escolar. Tomo III.
- LOPEZ, R. E., 1981, *Paleogeografía y Tectónica del Mesozoico en México*. Inst. Geol. UNAM. Rev. 5. No. 2. p. 158-177.
- LOGAN B. W., 1977, *Carbonate sediment and reefs Yucatan Shelf, Mexico*. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 11, pag. 198
- MAUVOIS G. 1982, *Informe de las investigaciones geológicas mineras realizadas en el área de Chicomuselo.*, CRM, Gerencia Exp. Geol. Zona sur.
- McKELVEY AND FRANCK F. WANG, 1970, *World subsea mineral Resources*. Published by the U. S. Geological Survey, Washinton D.C.
- MENESES de G. J., 1980, *Bocajejo Geológico de la Sonda de Campeche (Campos Petroleros)*. Bol. Asoc. Mex. Geol.-Petro. Vol. 23. No.1. p. 1-26.
- MENESES R., 1986, *Tectonic evolution of the strike-slip fault province of Chiapas, Mex.*, University of Texas at Austin, Ph.D. Thesis (inedito)
- MICHAUD, F., 1968, *Apportes de la Micropaléontologie a la Connaissance Stratigraphique de la Formation San Ricardo (Catto Vien-Neocomien) eTAT du Chiapas*. Rev. del Inst. de Geol. UNAM. Vol. 7, No. 1, p. 35-40.
- MORAN, Z. D., 1984, *Geología de la República Mexicana*. Facultad de Ingeniería, UNAM-INEGI. p. 77-84.
- MORAN, Z. D., 1986, *Brave revisión sobre la evolución tectónica de México*. Rev. Inst. Geofísica, de la UNAM. Vol. 25. Num. 1, p. 2-38.
- MOORE, G.W. AND DEL CASTILLO L. 1974, *Tectonic evolution of the southern gulf of Mexico*. Geol. Soc. of Amer. Bull p. 807-818

MORALES, S. A., y OROZCO, G. M., 1988, Los yacimientos de arcillas bauxíticas de Ostuacan mplos. de Ostuacan y Pichucalco, en el Estado de Chiapas. C.R.M. Zona Sur.

NUÑEZ, M. A. y TORRES, R. V., 1984, Análisis Metalogenético Regional de la Porción Sur-Occidental de la República Mexicana. Tesis Profesional, Ing. Geologo, Fac. de Ing. UNAM.

NUÑEZ ESPINAL, 1985, Reconocimiento geológico de algunas localidades ultrabásicas prospectadas para Ni y Cr en la República Mexicana. (C.R.M)

OLIVOS, M., 1956, Geología a lo largo de la carretera entre Tuxtla Gutiérrez, Chiapas y México, D. F. Congreso Geol. Int. Excursión C-15B, XX sesión.

ORTEGA G., 1961, Metamorphic belts of Southern, Mex. and ther tectonic significance. Geol. Inst. Méx. Vol. 20, No 3 pag. 177-202.

PANTOJA, A. J., 1974, Contribución a la Geocronología del Edo. de Chiapas. Boletín de la Asoc. Mex. Geol.-Petrof. Vol. XXVI, No. 6.

PEMEX, 1973, IX Excursión Geológica de las Provincias Arco de la Libertad y la de Fallas de Transcurrencia. Resumen por Ing. López Ticha D.

PETROLEOS MEXICANOS, (PEMEX) Archivo tecnico del sureste de México años 1964, 1985, 1987. Inedito

QUEZADA, M. J., 1975, Notas sobre el Mesozoico de Chiapas. PEMEX, Zona Sur. (Informe Inedito)

QUEZADA, M. J., 1974, V Excursión Geológica, Zona Sur; Coatzacoalcos-Tuxtla Gutiérrez.

QUEZADA, M. J., 1965, Las Formaciones San Ricardo y Jericó del Jurásico Medio-Cretácico Inferior. En el sureste de México. Soc. Geol. Mex. Geol.-Petrof.

RAISZ, E., 1959, Landforms of México: Cambridge, Mass, Geographic Branch of office of Napal Research.

RAISZ, E., 1964, Landforms of México; Cambridge, Mass, esc. aprox. 1: 3.000.000.

RODRIGUEZ, L. F., 1963, Prospecto Reforma Occidental (Paredon, Sunapa), PEMEX; Zona Sureste, Villa Hermosa, Tab. (Informe Inedito)

SALAS, G. P., 1975, Carta y Provincias Metalogenéticas de la República Mexicana. C. R. M. Publicación 21-E, p. 242.

SANCHEZ, M. O., 1969, Estratigrafía y Paleontología del Mesozoico de Chiapas. Seminario de exploración. Imp. Mesa redonda No. 5., CRM

SANCHEZ, M. O., 1978, Geología Petrolera de la Sierra de Chiapas. Bol. Asoc. Mex. Geol.-Petrof. Vol. 31, Nos. 1 y 2. p. 67-97.

SANCHEZ-BARRERA, 1981, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of the Tehuantepec, in southeastern Mexico. University of Texas Ph. D. Thesis.

SANTIAGO, J. A., 1962, Estructuras de la Porción Occidental de la Sierra Madre de Chiapas, Bol. de la Asoc. Mex. de Geol. Petrol. Vol. XIV. Núm. 5 y 6 (mayo-junio). p. 111-134.

SANTIAGO A. J., 1980, Provincias y áreas petroleras del Sureste de México., Bol. asoc. Geol. Petr. Vol. 31 No. 1-2, pag 1-28.

SANTIAGO, J. A., J. CARRILLO-BRAVO Y MARTELL, A., 1984, Geología Petrolera de México. In: Schlumberger (Ed.), Evaluación de Formaciones en México. p. 1-36.

SENCION, A. R., 1985, Estudio Paleogeográfico de una parte del frente norte de la Sierra de Chiapas. Tesis Profesional, Fac. de Ing. UNAM.

SILVA-MORA, L., 1982, Informe sobre la Actividad Volcánica en Chiapas: UNAM, Gaceta, V. 1. No. 33, p. 8-9 (mayo 6).

SILVA-MORA, L., 1983, La erupción del Volcán Chichonal, Chiapas; Una particularidad del volcanismo en México. en el Volcán Chichonal, México, D. F. UNAM, Inst. de Geol. p. 23-35.

SPRINGALL, G. y ESPINOSA, L., 1972, El Subsuolo de la Península de Yucatán. VI. Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Soc. Geol. de Mec. de Suelos, México, D. F. Tomo I.

VINIEGRA, F., 1981, El Gran Banco Calcáreo Yucateco. Revista Ingeniería, No. 1. 1981. p. 20-44.

VINIEGRA, F., 1971, Evolución of Salt Basins of Southeastern, México. Ame. Assoc. of Petr. Geol. Bull., Vol. 55. No. 3.

VINIEGRA, F., 1992, Geología de México, (En prensa)

WINKER, D. C. and BUFFLER, T. R., 1988, Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of México and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comancheau). Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., V. 72. No. 3. p. 318-345.

URIBE, A., Camabel and Nyland, E., 1982 - 83, Evaluation of the Risk of Induceo Selsmicity at the Itzantun Hydroelectric site, Chiapas, México. Engineering Geology. p. 247-259.

URRUTIA, 1977, Un modelo del eje volcanico Mexicano, Bol. Soc. Geol. Mex. XXXVII No. 1 pp 18-28

ZAVALA, M. J., 1971, Estudio Geológico del Proyecto Hidroeléctrico de Chicoasen, Edo. de Chiapas., CFE, zona sur, (reporte Inedito)

ANEXOS

A N E X O S

NOMENCLATURA METALOGENETICA

Ejemplo:

CHIS001 03E 13 46 B 03 8 01

Estructura del yacimiento

Edad de la mineralización

Tipo de yacimiento

Tamaño del yacimiento

Ambiente ígneo asociado

Ambiente metalogénico

Asociación metálica

Número del Yacimiento

El ejemplo representa:

- Número del yacimiento	CHIS001
- Asociación metálica	03E
- Ambiente metalogénico	13
- Ambiente ígneo asociado	46
- Tamaño del yacimiento	B
- Tipo de yacimiento	03
- Edad de la mineralización	8
- Estructura del yacimiento	01

SÍMBOLOS Y LEYENDAS METALOGENÉTICAS

1.- NUMERO DEL YACIMIENTO

Esta designado por las primeras letras de la zona de estudio y un número consecutivo asignado.

2.- ASOCIACION METALICA

Se define por el color indicado. Según los grupos metálicos.

3.- AMBIENTE METALOGENETICO

No esta representado gráficamente, ya que lo esta implícitamente con la base geológico-estructural

NOMENCLATURA MODIFICADA

- 00 Desconocido
- 01 Plataforma carbonatada. Sedimentos de gran espesor no volcanicos
- 03 Rocas continentales Post-orogénicas.
- 05 Dominio arco insular-mar marginal
- 07 Arco magmático continental (ambiente subvolcanico e hidrotermal).
- 13 Arco magmático continental emplazado en rocas calcáreas.
- 35 Arco magmático continental emplazado en una secuencia volcano-sedimentaria metamorfozada.
- 37 rocas de recubrimiento de plataforma incluyendo planicies costeras.
- 57 Zona de expansión oceánica
- 71 Arco magmatico continental emplazado en rocas sedimentarias tipo flysch.

4.- AMBIENTE IGNEO ASOCIADO

No esta representado gráficamente, ya que lo esta implícitamente con la base geológico-estructural, por su cercanía con afloramientos de rocas ígneas.

NOMENCLATURA MODIFICADA

- 00 Desconocida
- 02 Rocas alcalinas
- 04 Igneo intrusivo ácido (granito, granodiorita, tonalita, etc.)
- 06 Igneo intrusivo básico (gabro, diabasa, etc.)
- 08 Rocas ultrabásicas y secuencias oolíticas (peridotitas, etc.)
- 24 Volcánico continental ácido (riolitas)
- 26 Volcánico marino intermedio a ácido
- 46 Igneo intrusivo intermedio (diorita, monzonita, etc.)
- 48 Volcánico continental intermedio (andesítico, etc.)
- 68 Anortositas
- 28 Sin relación ígnea

5.- TAMAÑO DEL YACIMIENTO

Representado por el tamaño relativo de un círculo exterior, al símbolo central

- A GRANDE
- B Mediano
- C Pequeño
- D Anomalía (sin círculo exterior)
- E Desconocido

6.- TIPO DE YACIMIENTO

No esta representado graficamente

NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)

- 00 Desconocido
- 01 Yacimiento pegmatítico
- 02 Yacimiento sedimentario químico
- 03 Yacimientos metasomáticos de contacto
- 04 Sedimentario mecánicos
- 05 Bioquímicos
- 06 Evaporitas
- 07 Metamorfismo regional
- 09 Residual y oxidación
- 10 Yacimientos volcanosedimentarios
- 11 Concentración magmática
- 12 Yacimientos hidrotermales de baja temperatura
- 13 Yacimientos hidrotermales de mediana temperatura
- 14 Yacimientos hidrotermales de alta temperatura
- 15 Yacimientos paleo-kársticos
- 16 Pórfidos de cobre, molibdeno y oro

Solo se señalaran las anomalías geotérmicas, con el siguiente símbolo

7.- EDAD DE LA MINERALIZACION

No está representada graficamente

NOMECLATURA MODIFICADA (1984)

- 0 Desconocida
- 1 Precámbrico
- 2 Paleozoica
- 3 Triásico
- 4 Jurásico
- 5 Cretácico Inferior
- 6 Cretácico Superior
- 7 Terciario Inferior
- 8 Terciario Superior
- 9 Cuaternario

8.- ESTRUCTURA DEL YACIMIENTO

Esta designada por el símbolo central

- 00 Desconocida
- 01 Vetas
- 02 Diseminados y pórfidos
- 03 Stockwork
- 04 Schlieren
- 05 Macizos y troncos
- 06 Lentes y capas
- 07 Chimeneas
- 08 Placer
- 09 Irregular
- 10 Anomalías geoquímicas
- 11 Anomalías geofísicas.

**LOCALIDADES MINERAS
DEL SURESTE
DE MEXICO**

LOCALIDADES MINERAS DEL SURESTE DE MEXICO

NUM	NOMBRE DEL YACIMIENTO	MUNICIPIO	CODIGO	LOCALIZACION (UTM)	MINERALIZACION	FORMA Y ESTRUCTURA
001	Santa Fe	Solomuchape	03E1346803801	Este : 495277 Norte:1917052	Menas: Galena, Calcopirita, Covellita, esfalerita Ganga:cuarzo, calcedonia, calcita (wolastonita)	Vetas
002	La Victoria	Solomuchape	03D1346803801	Este : 496458 Norte:1920002	Menas: Galena, esfalerita, calcopirita Ganga:cuarzo, calcita, calcedonia	Vetas
003	Jitotal	Jitotal	01E0504001810	Este : 513895 Norte:1881289	Menas: litio Ganga:	Anomalia geoquímica
004	Ixtape	Ixtape	04D1304C03809	Este : 507991 Norte:1857472	Menas: Galena, argentita y tetradrita. Ganga:cuarzo, calcita, calcedonia	Irregular
005	Tuxtla Gutierrez	Tuxtla Gutierrez	04G0128C02506	Este : 487382 Norte:1630424	Menas: Magnesio Ganga:	Lentes y capas
006	Tapanatepec Piatanillo	Arriaga	02D1304C03801	Este : 391479 Norte:1821087	Menas: Magnetita, Hematita, limolita (bornita) Ganga:cuarzo, micaquita,	Vetas
007	Cerro Colorado	Arriaga	02D1304803802	Este : 384230 Norte:1796786	Menas: Magnetita, Hematita, limolita Ganga:cuarzo, calcita (limolita)	Diseminados y porfidos
008	Cerro Brujo	Arriaga	02D1304C03802	Este : 397893 Norte:1804615	Menas: Magnetita, Hematita, limolita Ganga:calcita,	Diseminados y porfidos
009	Arriaga	Arriaga	02D1304C03809	Este : 397567 Norte:1791956	Menas: Magnetita, hematita, limolita (Bornita). Ganga:cuarzo, calcita, calcopirita.	Irregular
010	Nueva Morelia	Chicomuselo	07D3524D14809	Este : 564221 Norte:1739515	Menas: Galena, calcopirita, esfalerita Ganga:calcitas dolomitizadas	Irregular
011	Gritadero	Chicomuselo	07D3524D14801	Este : 564131 Norte:1739730	Menas: Galena, calcopirita, esfalerita Ganga:cuarzo, calcita	Vetas
012	Lajerio	Chicomuselo	07D3524D14802	Este : 583876 Norte:1764096	Menas: Galena, esfalerita, bornita, calcocita Ganga:cuarzo	Diseminados y porfidos
013	Pacayal	Comolapa	07D1304C14801	Este : 600145 Norte:1856965	Menas: Galena , esfalerita, calcopirita y bornita Ganga:calcita	Vetas
014	Motozintla	Motozintla	03D1304C03909	Este : 544732 Norte:1695055	Menas: Esfalerita, galena, calcopirita (bornita) Ganga:calcita, cuarzo	Irregular
015	Area de Motozintla	Motozintla	10E0028B09906	Este : 544732 Norte:1691447	Menas: Suelos lateriticos Ganga:	Lentes y capas
016	Tollman	Motozintla	02D1304D03809	Este : 536668 Norte:1699451	Menas: Esfalerita, calcopirita, bornita, Ganga:calcita, pirita, cuarzo	Irregular
017	16 de septiembre	Villa Flores	02D1304D14302	Este : 482190 Norte:1796487	Menas: Magnetita, calcopirita, bornita, Marcasita Ganga:	Diseminados y porfidos
018	Francisco I. Madero	Cintalapa	08D1346D14406	Este : 410998 Norte:1865802	Menas: barita Ganga:calcita, pirita, cuarzo	Lentes y capas
019	Chicomuselo	Chicomuselo	07D3524D14801	Este : 392740 Norte:1713774	Menas: Galena, esfalerita, calcopirita (bornita) Ganga:cuarzo, calcita	Vetas
020	Barranca de Rosendo	Mazape	02H1368D14009	Este : 598438 Norte:1686081	Menas: limonita, Rutilio Ganga:Clorita, Antigorita, cuarzo y calcita	Irregular

LOCALIDADES MINERAS DEL SURESTE DE MEXICO

NUM	HOMBRE DEL YACIMIENTO	MUNICIPIO	CODIGO	LOCALIZACION (UTM)	MINERALIZACION	FORMA Y ESTRUCTURA
021	Sin nombre (S/N)	Metapa	0201360D14009	Este : 585847 Norte:1702623	Mana: Ilmenita, rutilo Ganga:cuarzo, Antigotita	Irregular
022	Siltepec Honduras	Siltepec	0701304D14401	Este : 573294 Norte:1713661	Mana: Galena, esfalerita, calcopirita Gangas:calcita, pirita, cuarzo	Vetas
023	Honduras II	Siltepec	0701304D14409	Este : 553597 Norte:1726491	Mana: Galena, calcopirita, esfalerita, (Bornita) Ganga:Cuarzo, calcita, pirita	Irregular
024	La mina	Soyaco	0201304E14810	Este : 482243 Norte:1861319	Mana: Hematita, magnetita, limonita Ganga:cuarzo amorfo	Anomalia geocuinica
025	El Platanar	Chicomuselo	0703524D14810	Este : 560715 Norte:1737262	Mana: Galena , esfalerita, calcopirita Ganga:calcaciona, calcita,	Anomalia geocuinica
026	Pijijiapan	Pijijiapan	0401304C14801	Este : 477056 Norte:1750761	Mana: Galena, esfalerita, (Bornita) Ganga:malquita,	Vetas
027	Gritadero I	Chicomuselo	0703524D14801	Este : 555353 Norte:1759599	Mana: Galena, esfalerita, Calcopirita Gangas:clorita, malaquita limonita	Vetas
028	El Bastillo	Arriaga	0201304C03809	Este : 397893 Norte:1804615	Mana: Magnetita, hematita, (Bornita) Ganga:limonita, calcopirita	Irregular
029	Loma de cal	Arriaga	0201304C03809	Este : 408902 Norte:1804505	Mana: Magnetita, hematita, limonita Ganga:calcita (limonita)	Irregular
030	Loma de Buena Vista	Arriaga	0201304C03809	Este : 409050 Norte:1804351	Mana: Magnetita, hematita, limonita Ganga:cuarzo, calcita	Irregular
031	Sin nombre (S/N)	Metaxintla	050000B000	Este : 571263 Norte:1695199	Mana: Bornita, calcopirita, calcocita Ganga:calcopirita, calcita	Desconocido
032	Sin Nombre (S/N)	Tomala	1000028C09906	Este : 481692 Norte:1731965	Ganga:----- Mana: Sulfos lateriticos (alumina)	Lentes y capas
033	Puente de fierro	Jitotol	1100128D05406	Este : 433965 Norte:1750489	Mana: carbon Ganga:-----	Lentes y capas
034	La Neclanda	Chicomuselo	0701324D14801	Este : 577103 Norte:1732089	Mana: Galena, Calcopirita, Blenda Ganga:limonita, calcita	Vetas
035	Navilla	Chicomuselo	07C1328D14801	Este : 562504 Norte:1736345	Mana: Galena, esfalerita, calcopirita (Bornita) Ganga:Calcita, Cuarzo	Vetas
036	Cueva de Agua	Chicomuselo	07C1328D14809	Este : 578595 Norte:1731172	Mana: Galena, esfalerita, Calcopirita, Bornita Ganga:calcita	Irregular
037	El Palmer	Chicomuselo	0701328D14809	Este : 574721 Norte:1732081	Mana: Galena, esfalerita, Bornita Ganga:calcopirita, calcita.	Irregular
038	El Retiro	Chicomuselo	0701328D14809	Este : 562806 Norte:1726810	Mana: Galena, esfalerita, calcopirita Ganga:caliza, limonita	Irregular
039	Las Rubes	Chicomuselo	0703524D14809	Este : 563848 Norte:1734659	Mana: Galena, esfalerita (Bornita) Ganga:	Irregular
040	El Moranjo	Chicomuselo	0703524D14809	Este : 578609 Norte:1735781	Mana: Galena Calcopirita esfalerita Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular

LOCALIDADES MINERAS DEL SUROESTE DE MEXICO

MUN	NOMBRE DEL YACIMIENTO	MUNICIPIO	CODIGO	LOCALIZACION (UTM)	MINERALIZACION	FORMA Y ESTRUCTURA
054	La Concha	Chicomuselo	0703524014809	Este : 578609 Norte:1735781	Menas:Galena, Calcopirita esfalerita Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
041	Los Arroyos	Chicomuselo	0703524014809	Este : 575018 Norte:1752573	Menas:Galena, esfalerita Calcopirita (Bornita) Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
042	La Hacienda II	Chicomuselo	0703524014809	Este : 577103 Norte:1732089	Menas:Galena, esfalerita, Calcopirita Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
043	Angel Diaz	Chicomuselo	0703524014809	Este : 563593 Norte:1719142	Menas:Galena, esfalerita, Calcopirita Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
044	sin nombre	Chicomuselo	0703524014809	Este : 564481 Norte:1721296	Menas:Galena, esfalerita, Calcopirita (Bornita) Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
045	Verapaz	Chicomuselo	0703524014809	Este : 566431 Norte:1737867	Menas:Galena, esfalerita, Calcopirita Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
046	San Antonio	Chicomuselo	0703524014809	Este : 569387 Norte:1733877	Menas:Galena, esfalerita, (Bornita) Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
047	Gritaderas II	Chicomuselo	0703524014809	Este : 553574 Norte:1736430	Menas:Galena, esfalerita, (Bornita) Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
048	sin nombre	Chicomuselo	0703524014809	Este : 578609 Norte:1735781	Menas:Galena, esfalerita, Calcopirita (Bornita) Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
049	Parralito	Chicomuselo	0703524014809	Este : 563250 Norte:1726472	Menas:Galena, esfalerita, Calcopirita Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
050	San Jose	Chicomuselo	0703524014809	Este : 564932 Norte:1719761	Menas:Galena, esfalerita, Calcopirita (Bornita) Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
051	Honduras	Chicomuselo	0703524014809	Este : 558519 Norte:1723430	Menas:Galena, esfalerita (Bornita) Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
052	sin nombre	Chicomuselo	0703524014809	Este : 567907 Norte:1720998	Menas:Galena, esfalerita, calcopirita Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
053	sin nombre	Chicomuselo	0703524014809	Este : 564916 Norte:1725291	Menas:Galena, esfalerita calcopirita Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
055	sin nombre		08D0128C14809	Este : 410998 Norte:1865802	Menas:barita Ganga:-----	Irregular
056	sin nombre	Villa Flores	02D1304C03801	Este : 458927 Norte:1816797	Menas:Magnetita Hematita, Bornita Marcasita, Calcopiri Ganga:limolita, clorita	Vetas
057	San Pedro	Villa Flores	02D1304C03809	Este : 457291 Norte:1814649	Menas:Magnetita Marcasita Calcopirita Ganga:limolita clorita	Irregular
058	La Iluminación	Villa Flores	02D1304C03809	Este : 551304 Norte:1816819	Menas:Magnetita Marcasita Calcopirita Ganga:limolita, feldespatos	Irregular
059	Las Margaritas	Arriaga	02D1304C03809	Este : 485709 Norte:1729505	Menas:Magnetita Hematita Ganga:limolita, calcita	Irregular
060	Santa Isabel	Arriaga	02D1304C03809	Este : 471007 Norte:1756863	Menas:Magnetita Hematita Ganga:cuarzo, limolita	Irregular

LOCALIDADES MINERAS DEL SURESTE DE MEXICO

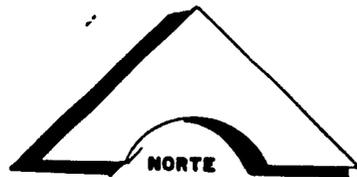
MUN	NOMBRE DEL YACIMIENTO	MUNICIPIO	CODIGO	LOCALIZACION (UTM)	MINERALIZACION	FORMA Y ESTRUCTURA
061	Sin nombre	Arriaga	0201304003809	Este : 470561 Norte:1757325	Mena: Magnetita Hematita Ganga:calcita, limolita	Irregular
062	Las golondrinas	Arriaga	0201304003809	Este : 505126 Norte:1729193	Mena: Magnetita Hematita Ganga:limolita, calcita	Irregular
063	Sin Pensar	Arriaga	0201304003801	Este : 502083 Norte:1731344	Mena: Magnetita Hematita Ganga:limolita, calcita	Vetas
064	Cerro la picota	Arriaga	0201304003801	Este : 522018 Norte:1743183	Mena: Magnetita Hematita (limolita) Ganga:limolita, calcita cuarzo	Vetas
065	Sin Nombre	Arriaga	0201304003809	Este : 548101 Norte:1706201	Mena: Calcopirita, Bornita, Magnetita Ganga:limolita, calcita,	Irregular
066	sin Nombre	Arriaga	0201304003809	Este : 546507 Norte:1698854	Mena: Magnetita, Bornita Calcopirita Ganga:limolita, calcita	Irregular
067	Sin Nombre	Arriaga	0201304003809	Este : 538736 Norte:1710177	Mena: Magnetita, Hematita (bornita) Ganga:limolita,calcita, cuarzo	Irregular
068	El lario	Chicomuselo	0703524014809	Este : 578645 Norte:1735790	Mena: Galena, esfalerita, Calcopirita (Bornita) Ganga:Calcita cuarzo (pirita)	Irregular
069	Turipeche		02A1304003809	Este : 466502 Norte:1870252	Mena: Magnetita, hematita, Ganga:limolita, calcita	Irregular
070	El Caraan		0201304003800	Este : 482205 Norte:1814922	Mena: Magnetita, hematita Ganga:limolita calcita	Desconocido
071	La Concepción	Arriaga	0701304003801	Este : 400278 Norte:1800394	Mena: Magnetita, Hematita, bornita Ganga:limolita calcita	Vetas
072	La Industria	Solusuchiapa	0201304003809	Este : 491141 Norte:1907097	Mena: Calcopirita, Magnetita, Bornita Ganga:limolita calcita, cuarzo	Irregular
073	La Erupción	Solusuchiapa	0201304003800	Este : 490255 Norte:1907252	Mena: Galena, Calcopirita, esfalerita Ganga:cuarzo, calcita, calcedonia	Desconocido
074	El Limon	Solusuchiapa	0200704003800	Este : 485536 Norte:1910788	Mena: Calcopirita, Galena, Esfalerita Ganga:calcedonia, calcita	Desconocido
075	Paso Marcon	Solusuchiapa	0201304003800	Este : 483915 Norte:1918164	Mena: calcopirita, Galena, esfalerita Ganga:calcedonia, cuarzo,	Desconocido
076	Mahimba	Solusuchiapa	0201304003800	Este : 487602 Norte:1914474	Mena: Magnetita , hematita Ganga:limolita, calcita	Desconocido
077	Liquidambar	Solusuchiapa	0201304003800	Este : 484054 Norte:1907378	Mena: Magnetita, hematita Ganga:limolita, calcita, cuarzo	Desconocido
078	El Arroyon	Motozintla	0703500014800	Este : 572748 Norte:1789533	Mena: Magnetita, hematita Ganga:Calcita, cuarzo (pirita)	Desconocido
079	Piñuela "Escuintla"	Motozintla	0203500014800	Este : 373045 Norte:1789380	Mena: Magnetita, hematita Ganga:limolita, calcita	Desconocido
080	Macuilapan	Arriaga	0201304003800	Este : 393260 Norte:1821938	Mena: Magnetita, hematita Ganga:limolita calcita	Desconocido

LOCALIDADES MINERAS DEL SURESTE DE MEXICO

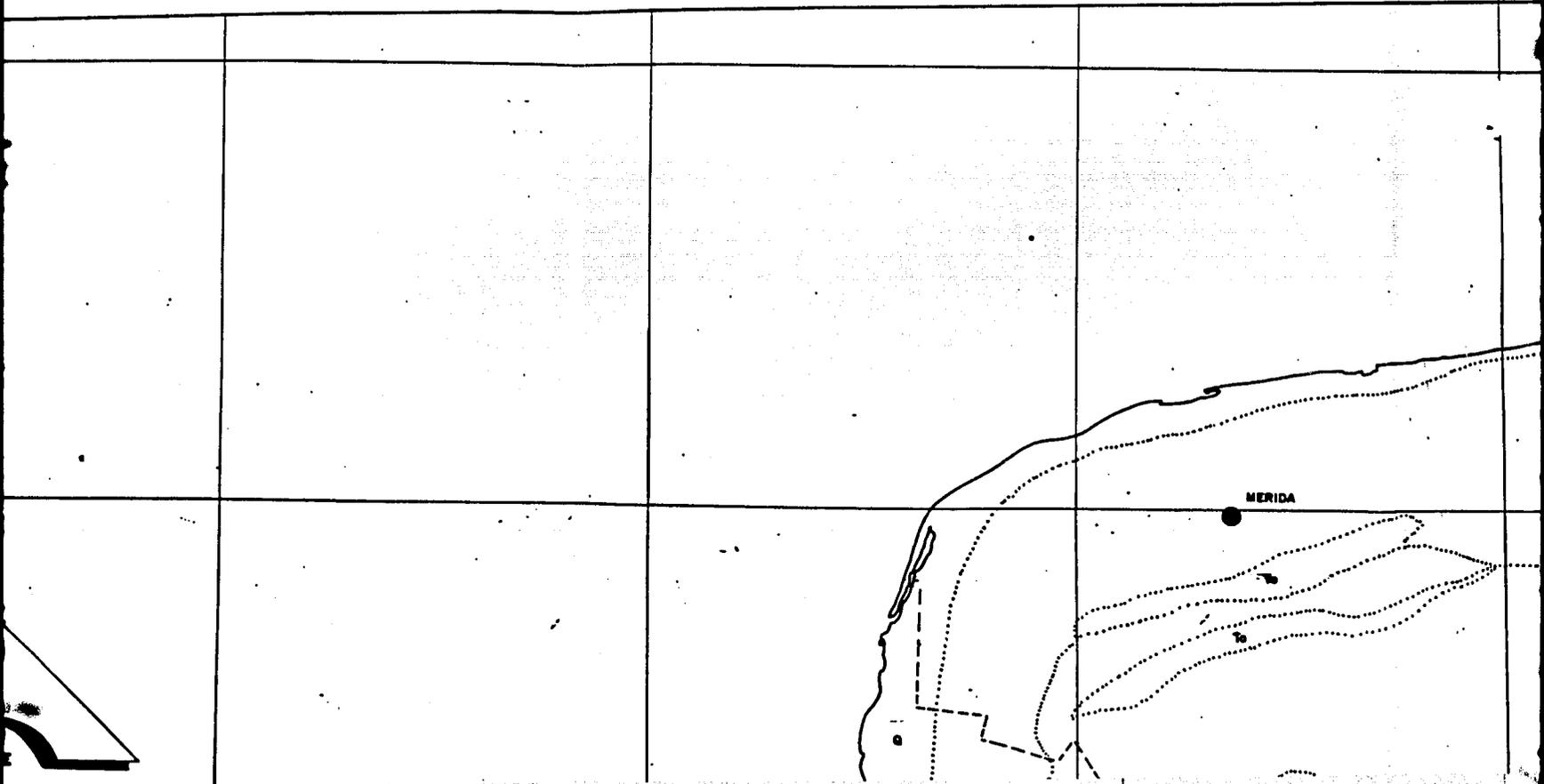
NÚM	NOMBRE DEL YACIMIENTO	MUNICIPIO	CODIGO	LOCALIZACION (UTM)	MINERALIZACION	FORMA Y ESTRUCTURA
081	Sin Nombre	Arriaga	0201304003800	Este : 393269 Norte:1821940	Hema: Magnetita, hematita Garga:limonita, calcita	Desconocido
082	Aurora	Arriaga	0201304003800	Este : 412172 Norte:1805874	Hema: Magnetita, hematita Garga:limonita, calcita	Desconocido
083	Villa Flores	Villa Flores	0701304014809	Este : 483829 Norte:1805703	Hema: Galena, esfalerita, calcopirita Garga:malachita, calcita (pirita)	Irregular
084	Celba	Villa Flores	0701304014800	Este : 508613 Norte:1761209	Hema: Galena, esfalerita, calcopirita Garga:malachita, calcita cuarzo	Desconocido
085	Los Minas	Villa Flores	0701304014800	Este : 446637 Norte:1824198	Hema: Galena, esfalerita, calcopirita Garga:malachita, calcita (pirita)	Desconocido
086	Cerro Garrapata	Chicomuselo	0401328014800	Este : 553644 Norte:1741238	Hema: Magnetita, hematita Garga:calcita, malachita	Desconocido
087	Beario	Chicomuselo	0401304003800	Este : 553450 Norte:1741228	Hema: Magnetita, hematita Garga:cuarzo, calcita, malachita	Desconocido
088	San Lucas	Ixtapa	0301306003809	Este : 519497 Norte:1897886	Hema: Bornita, calcopirita Garga:calcita, cuarzo	Irregular
089	Verustiano Carranza	Verustiano Carranza	0201304003800	Este : 588443 Norte:1894380	Hema: Magnetita , hematita Garga:limonita calcita	Desconocido
090	Gundulupa	Verustiano Carranza	0201304003800	Este : 482200 Norte:1809391	Hema: magnetita , hematita Garga:limonita, calcita, feldspatos	Desconocido
091	La Industria	Arriaga	0201304003800	Este : 473353 Norte:1851803	Hema: Magnetita, hematita Garga:limonita, calcita	Desconocido
092	Sin Nombre	Arriaga	0201300003800	Este : 474379 Norte:1842983	Hema: Magnetita, hematita Garga:limonita, calcita	Desconocido
095	Mantebello	Galena	10b0028009906	Este : 429649 Norte:1784243	Hema: Sulfos lateriticos Garga:-----	Lentes y capas
094	Chilil	Mulstian	10b0028009906	Este : 549468 Norte:1841181	Hema: Sulfos lateriticos Garga:-----	Lentes y capas
095	Estación Juárez	Juarez	10b0028009906	Este : 482022 Norte:1946129	Hema: Sulfos lateriticos Garga:-----	Lentes y capas
096	Kicotepac de Juárez	Juarez	10b0028009906	Este : 447447 Norte:1851851	Hema: Sulfos lateriticos Garga:-----	Lentes y capas
097	Quatucan	Quatucan	10b0028009906	Este : 455762 Norte:1932956	Hema: Sulfos lateriticos Garga:-----	Lentes y capas
098	Lateritas Tenejapan	Tenejapan	10b0128009906	Este : 584672 Norte:1925709	Hema: Sulfos lateriticos Garga:-----	Lentes y capas
099	Oxchuc	Galena	10b0028006	Este : 388974 Norte:1908976	Hema: Sulfos lateriticos Garga:-----	Lentes y capas
100	Larrainzar	Chanel	10b0028009906	Este : 482251 Norte:1870230	Hema: Sulfos lateriticos Garga:-----	Lentes y capas

LOCALIDADES MINERAS DEL SURESTE DE MEXICO

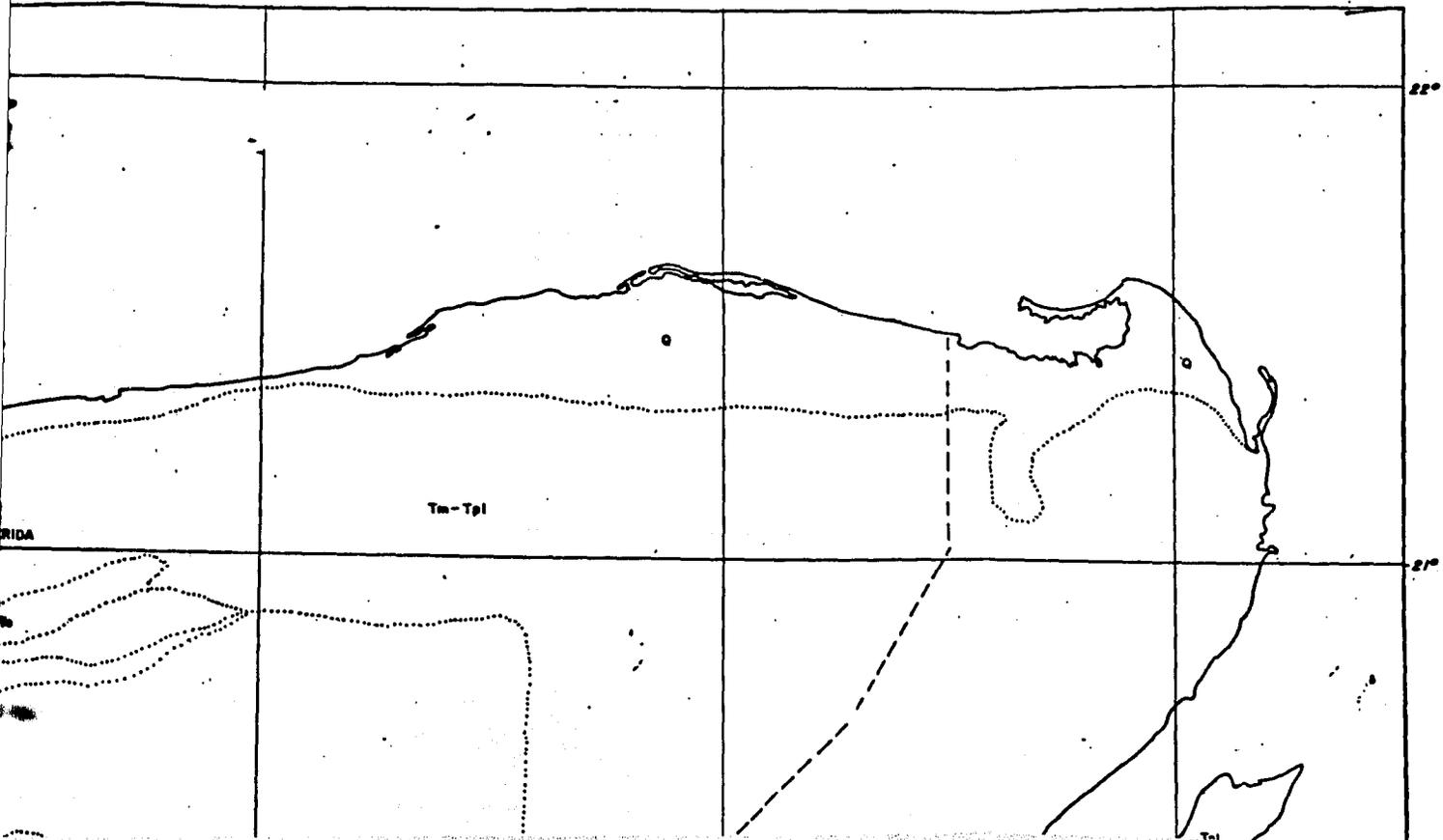
NUM	NOMBRE DEL YACIMIENTO	MUNICIPIO	CODIGO	LOCALIZACION (UTM)	MINERALIZACION	FORMA Y ESTRUCTURA
101	Muehahuita	Hitzitlan	1060028C09906	Este : 624463 Norte:1833712	Menas: Sulfos lateriticos Ganga:-----	Lentes y capas
102	Cruz Quemada	Juarez	1060028C09906	Este : 568815 Norte:1853816	Menas: Sulfos lateriticos Ganga:-----	Lentes y capas
103	Los Bañistas	Juarez	1060028C09906	Este : 521250 Norte:1914325	Menas: Sulfos lateriticos Ganga:-----	Lentes y capas
104	Bahuita	Abaeolo	1060028C09906	Este : 503340 Norte:1925533	Menas: Sulfos lateriticos Ganga:-----	Lentes y capas
105	Chilon	Chilon	11A01326C09	Este : 525772 Norte:1968925	Menas: Azufre Ganga:-----	Irregular
108	Volc n Chichonal	Bolusuchapa	11A0026A09	Este : 475211 Norte:1920017	Menas: Azufre Ganga:-----	Irregular
109	Domo Salino-1	Cardenas	11A0128D05000	Este : 429343 Norte:1968065	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
110	Domo Salino-2	Cardenas	11A0128D05000	Este : 415227 Norte:1971808	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
111	Domo Salino-3	Cardenas	11A0128D05000	Este : 385222 Norte:1975547	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
112	Domo Salino-4	Cardenas	11A0128D05000	Este : 411777 Norte:1990263	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
113	Domo Salino-5	Cardenas	11A0128D05000	Este : 385342 Norte:1999621	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
114	Domo Salino-6	Mulmangulillo	11A0128D05000	Este : 385383 Norte:2003309	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
115	Domo Salino-7	Mulmangulillo	11A0128D05000	Este : 385416 Norte:2008410	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
116	Domo Salino-8	Mulmangulillo	11A0128D05000	Este : 411887 Norte:2014543	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
117	Domo Salino-9	Mulmangulillo	11A0128D05000	Este : 420652 Norte:2003133	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
118	Domo Salino-10	Mulmangulillo	11A0128D05000	Este : 415187 Norte:1962588	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
119	Domo Salino-11	Paraiso	11A0128D05000	Este : 489420 Norte:2002975	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido
120	Domo Salino-12	Paraiso	11A0128D05000	Este : 406571 Norte:2008728	Menas: Azufre Ganga:-----	Desconocido



CARTA METALOGICA

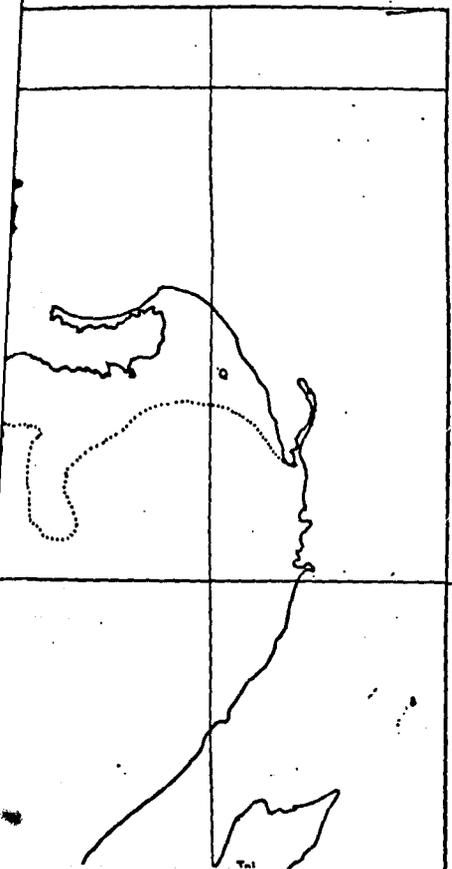


METALOGENETICA DEL SURESTE Y ESTE DE MEXICO



ERA	QUAT	REC	EP
		PLEIS	
CENOZOICO	TERCIARIO	PLI	
		MIOCEN	
		OLIGOCEN	
		EOCEN	
MESOZOICO	CRETACICO	PALEO	
		JURASICO	
PALEOZOICO		PERMICO	
		PENNSILVANI	

Y ESTE DE MEXICO



CORRELACION DE LAS SERIES ESTRATIGRAFICAS MAS C

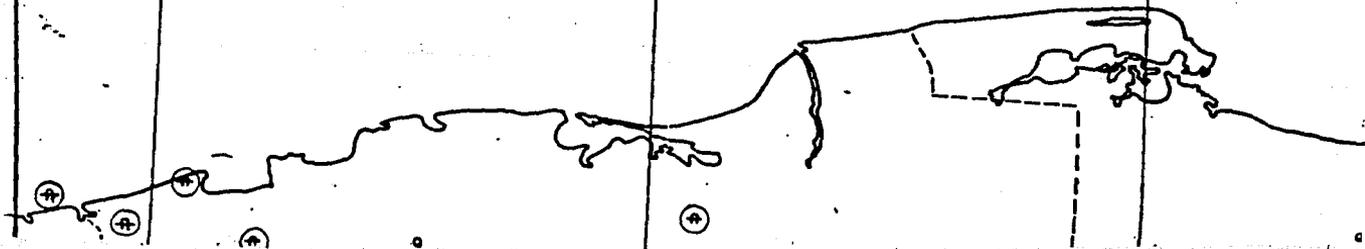
ERA	EPOCA	PISO	M.A.	ISTAPA SOYALO	CENTRO Y SUR DE CHIAPAS	NORTE DE SIGUJUEL	SIERRA CHANAL Y OCCIDENTE	RIO URUBACHINTA MEDIO	LIMITE VERACRUZ TABASCO	ENTRADA	
CENOZOICO	CUAT. RECIENTE		0.00								
		PLEISTOCENO	ASTIANO	1.0						REP. LACUSTRE	
			PLAIBACIANO	?						TRES PUENTES	
	MIOCENO	SUP. VINOBOYANO			RIO HONOH						FILINOLA
		MED. TORTONIANO					TULUM	TULUM			
		INF. BURDIGHIANO				MODELO					
	OLIGOCENO	SUP. CHATTIANO		20	LA CRISTA SANCHO						CONCEPCION
		MED. RUPELIANO			BERLIN LA TRINIDAD	SIGUJUEL	S/S				DEPOSITO
		INF. LATORRIANO		32.50							ENCARTE
	EOCENO	SUP. PRIABOYANO									
		MED. LUTECIANO			ITZALCOM EL JUAN	COPAYA	EL BOSQUE	EL BOSQUE			MARCHITAL
		INF. Y PRELIANO		55.54	TELESTARU						
	PALEOCENO	MONTIAMBANIANO		60		BOYALO	BOYALO	CZA. S/N	TENOSIQUE		LUT. GRAN.
	MESOZOICA	CRETACICO	SUP. MAESTRICHTIANO			BOYALO	INDIFERENCIADO	BOYALO	CZA. S/N		
CAMPANIANO					ANGOSTURA	OCCIDENTAL	ANGOSTURA	ANGOSTURA	BOCA DEL CERRO		SEBICE
SANTONIANO											
CONIACIANO											
TURONIANO											
MED. CENOMANIANO					SIERRA MADRE	SIERRA MADRE	SIERRA MADRE	SIERRA MADRE			
APTIANO											
BARREMIANO											
HAUTERVIANO											
VALANGINIANO											
SERRANIANO											
TITONIANO				100							
SUP. SINNERIOLIANO											
GEFOSIANO											
CALLONIANO											
SATONIANO											
BAJOCIANO											
INF. LIASICO			100								
PERMICO			100								
PENNSILVANICO	SUP.		200	TOCOS SANTOS							

EL SURESTE Y ESTE DE MEXICO

	FRONTE NOROCCIDENTAL DE LA SIERRA DE CHIAPAS	COMALCALCO	MACUSPANA	YUCATAN CENTRO	YUCATAN NOROCCIDENTAL	S. RIO CENTRO	S. RIO SUR
		PARAJE SOLO					
		FILIBELA					
		CONCEPCION SUP.	AMATE SUPERIOR				
		CONCEPCION INF.					
	PARAJE SOLO	IRICANU	AMATE INFERIOR		CARRILLO PUERTO	RIO SULCE	
	FILIBELA						
	CONCEPCION SUP. - INF.	DEPOSITO					
	IRICANU						
	LA LAMA		LA LAMA		CALIZAS LUTITAS BARRAS		
	BANCORRAL						
	LUTITAS BANCORRAL		LUTITAS	PISTE NAIONE CHICHEN-ITZA	PISTE KAKHE CHICHEN-ITZA	IRICANU	
					CALIZAS MARGAS YODAS	CALIZAS EVAPORITAS	CE 1/3
					ANDRES LUTAS	EVAPORITAS	CE 2/3
	SIERRA MADRE						
	SAN RICARDO						COBAN
	TODOS SANTOS						
	ANDRES					TODOS SANTOS	TODOS SANTOS
						BACAL	BACAL

1. SANCHEZ BARRERA, 1961.
2. SANTIAGO, J. ET AL., 1964.
3. FROST, LANGENHEIM, 1974.
4. RICHARDS K. 1960.
5. ROSALDO HERNANDEZ 1975
6. ARVIZU - SAVILA 1968
7. SANTIAGO, A. ET AL., 1964
8. PEMEX, 1968
9. CASTRO - MORA (1975) MOD. POR E. L. RAMOS 1977.
10. E. LOPEZ RAMOS 1970
11. ROBERTO GONZALEZ, 1968.
12. PEMEX, 1967
13. PEMEX, 1967
14. E. LOPEZ RAMOS 1970
15. E. LOPEZ RAMOS 1970
16. E. LOPEZ RAMOS 1970
17. PEMEX, 1968.

GOLFO DE MEXICO



MEXICO

CAMPECHE

Tm-9

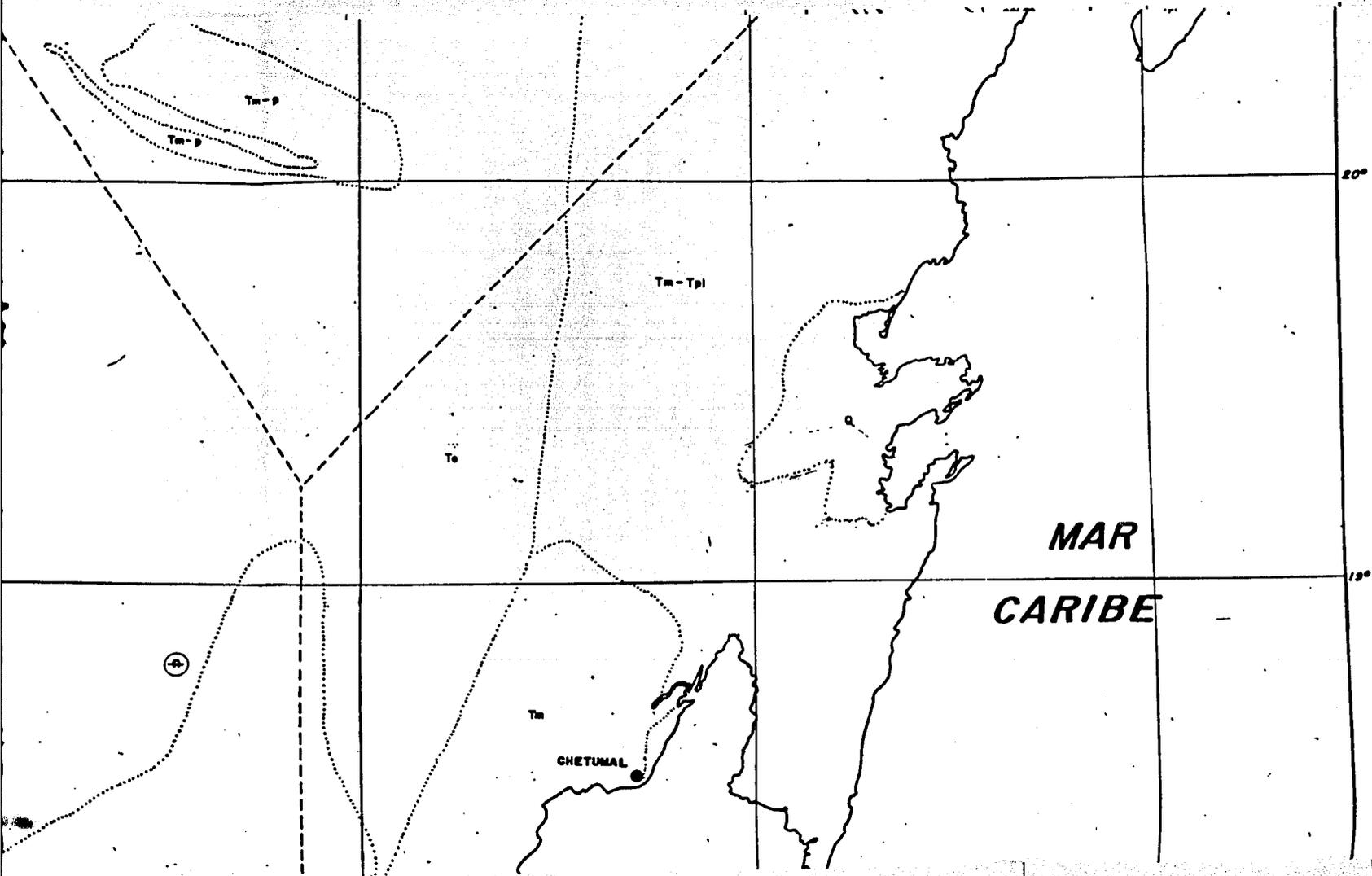
Tm-9

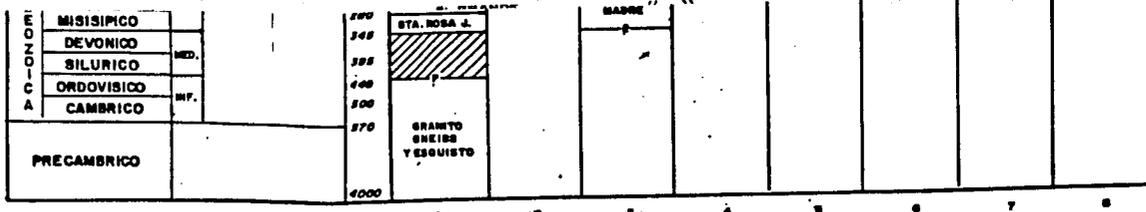
To

To

④







MAR
CARIBE

20°

15°

I.- NUMERO DE YACIMIENTO

ESTA DESIGNADO POR LAS PRIMERAS LETRAS DE LA ZONA DE ESTUDIO Y UN NUMERO CONSECUTIVO ASIGNADO.

II.- ASOCIACION METALICA

SE DEFINE POR EL COLOR INDICADO, SEGUN LOS GRUPOS METALICOS.

COLOR	a	b	c	d	e
ROJO BERMELLON (921)	W	Sa	Se	Nb, Ta	Li
LACA CARMIN (925)	Fe	Tl	FeI(v)	Fe(Mu)Cu	P
ANARANJADO (918)	Ce	Mo	CuMo	CuZn(Ag)	CuAu(Ag)
AMARILLO (916)	Au	AuCu	AuAg	CuPbZn (AuCu)	AgCo
VERDE PASTO (909)	Cr	Ni	Co	CuNi(Co)	Asbesto
VERDE ESMERALDA (910)	Ca	Na	K	Mg	S
AZUL ESMERALDA (903)	Pb	Zn	PbZn	PbZnAg (AuCu)	—
PURPURA (931)	Hg	Sb	F	Be	Sr
OCRE TOSTADO (943)	U	V	UV	Th	Tth
CAFE OSCURO (946)	Mn	Al	Grupo Ciasita	Pirofilita	Talos
NEGRO (935)	S	FeS	Tierras raras	Carbón	Graptol
GRIS OSCURO		Arson			Poldespe

YACIMIENTO

LAS PRIMERAS LETRAS DE LA ZONA
NUMERO CONSECUTIVO ASIGNADO.

ESTADISTICA

SEGUN EL INDICADO, SEGUN LOS GRUPOS ME-

a	b	c	d	e
W	Sn	Se	Nb, Ta	Li
Pb	Tl	Pb(v)	Fe(Mn)Cu	P
Cu	Mo	CuMo	CuZn(Ag)	CuAu(Ag)
Au	AuCu	AuAg	CuPbZn (AuCu)	AgCo
Cr	Ni	Co	CuNi(Co)	Asbesto
Ca	Na	K	Mg	S
Pb	Zn	PbZn	PbZnAg (AuCu)	—
Hg	Sb	F	Be	Sr
U	V	UV	Tb	Tth
Mn	Al	Grupo Cianito	Pirofilito	Talco
	FeS	Tierras raras	Carbón	Grafito

VI. - TIPO DE YACIMIENTO

NO ESTA REPRESENTADO GRAFICAMENTE.

NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)

- 00 DESCONOCIDO
- 01 YACIMIENTOS PERMATICOS
- 02 YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS QUIMICOS
- 03 YACIMIENTOS METASOMATICOS DE CONTACTO
- 04 SEDIMENTARIOS MECANICOS
- 06 BIOQUIMICOS
- 07 METAMORFISMO REGIONAL
- 09 RESIDUALES Y OXIDACION
- 10 YACIMIENTOS VOLCANO - SEDIMENTARIOS
- 11 SEGREGACION MAGMATICA
- 12 YACIMIENTOS HIDROTHERMALES DE ALTA TEMPERATURA
- 13 YACIMIENTOS HIDROTHERMALES DE MEDIANA TEMPERATURA
- 14 YACIMIENTOS HIDROTHERMALES DE BAJA TEMPERATURA
- 15 YACIMIENTOS PALEO - KARSTICOS
- 16 PORFIDOS DE COBRE, MOLIBDENO Y ORO

SOLO SE SEÑALARAN LAS ANOMALIAS GEOTERMICAS,
CON EL SIGUIENTE SIMBOLO



VII. - EDAD DE LA MINERALIZACION

NO ESTA REPRESENTADA GRAFICAMENTE

NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)

- 0 DESCONOCIDA
- 1 PRECAMBRICO
- 2 PALEOZOICO
- 3 TRIASICO
- 3 CRETACICO INFERIOR
- 6 CRETACICO SUPERIOR
- 7 TERCARIO INFERIOR
- 8 TERCARIO SUPERIOR
- 9 CUATERNARIO

BASAMENTO

BASAMENTO

BASAMENTO

12

13

14

15

16

17

TIPO DE YACIMIENTO

NO ESTA REPRESENTADO GRAFICAMENTE.

NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)

- 00 DESCONOCIDO
- 01 YACIMIENTOS PERMATICOS
- 02 YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS QUIMICOS
- 03 YACIMIENTOS METASOMATICOS DE CONTACTO
- 04 SEDIMENTARIOS MECANICOS
- 06 BIOQUIMICOS
- 07 METAMORFISMO REGIONAL
- 09 RESIDUALES Y OXIDACION
- 10 YACIMIENTOS VOLCANO - SEDIMENTARIOS
- 11 SEGREGACION MARMATICA
- 12 YACIMIENTOS HIDROTHERMALES DE ALTA TEMPERATURA
- 13 YACIMIENTOS HIDROTHERMALES DE MEDIANA TEMPERATURA
- 14 YACIMIENTOS HIDROTHERMALES DE BAJA TEMPERATURA
- 15 YACIMIENTOS PALEO - KARSTICOS
- 16 PORFIDOS DE COBRE, MOLIBDENO Y ORO

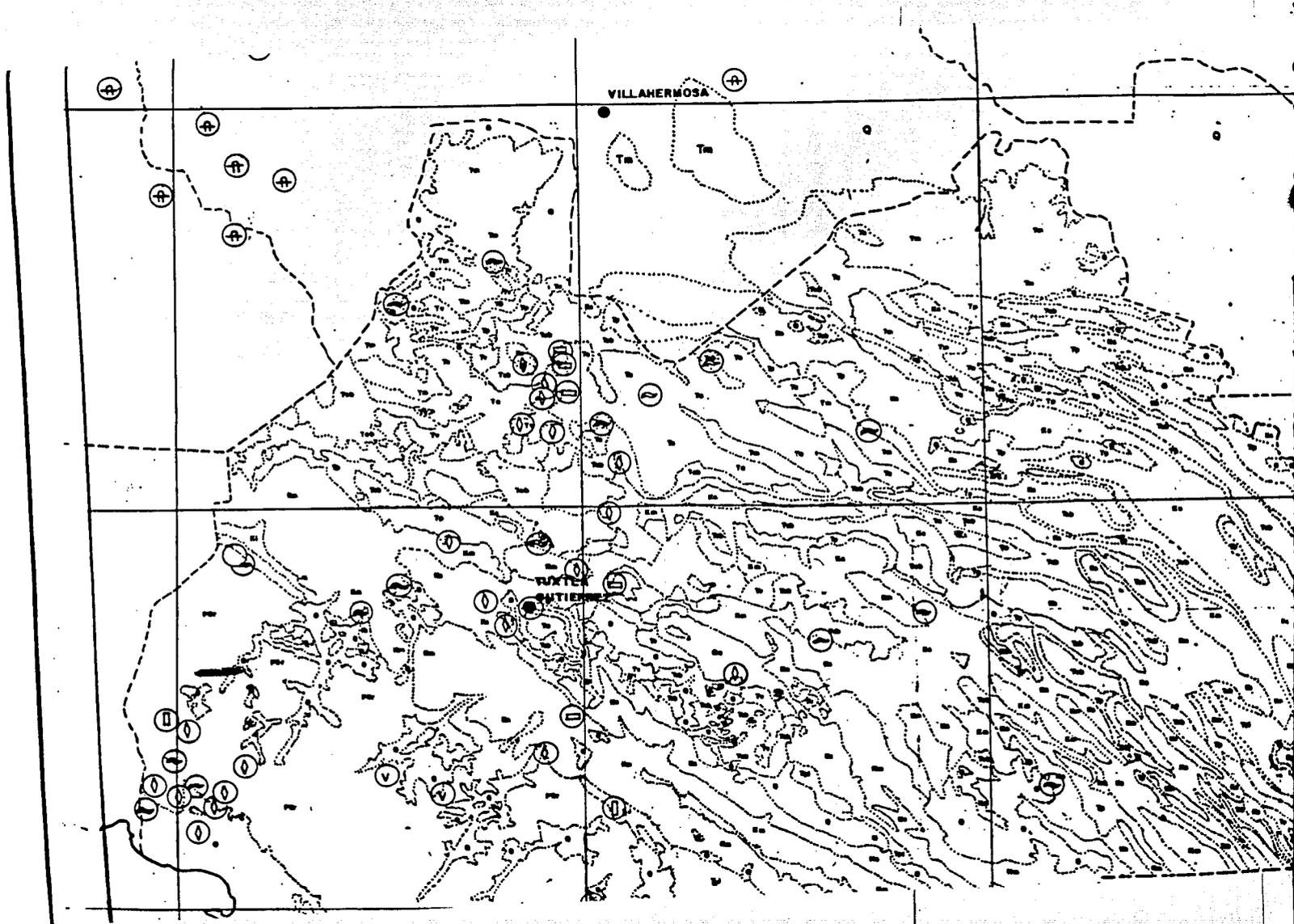
SOLO SE SEÑALARAN LAS ANOMALIAS SEDTERMICAS,
CON EL SIGUIENTE SIMBOLO

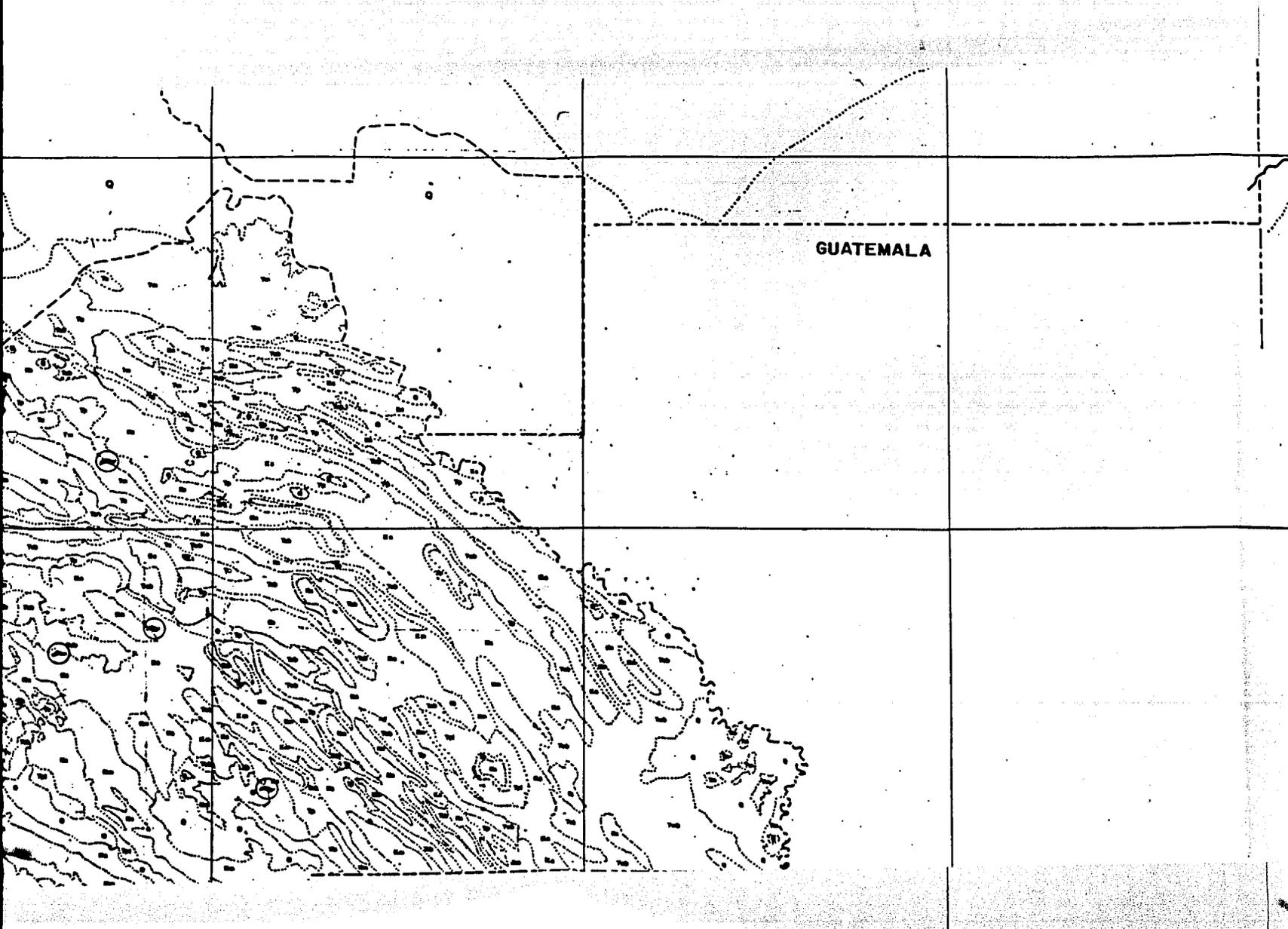
**I.- EDAD DE LA MINERALIZACION**

NO ESTA REPRESENTADA GRAFICAMENTE

NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)

- 0 DESCONOCIDA
- 1 PRECAMBRICO
- 2 PALEOZOICO
- 3 TRIASICO
- 5 CRETACICO INFERIOR
- 6 CRETACICO SUPERIOR
- 7 TERCARIO INFERIOR
- 8 TERCARIO SUPERIOR
- 9 CUATERNARIO





GUATEMALA

BELICE

GUATEMALA

LOCALIZACION



(936)	Color	Símbolos	Utilización
AZUL ULTRAMARINO (902)	Celafite Optica	Tierras de Fuller	Yeso

III.- AMBIENTE METALOGENETICO

NO ESTA REPRESENTADO GRAFICAMENTE YA QUE LO E IMPLICITAMENTE CON LA BASE GEOLOGICA-ESTRUC

NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)

- 01 PLATAFORMA CARBONATADA. SEDIMENTOS DE GRAN PESOR NO VOLCANICOS.
- 03 ROCAS CONTINENTALES POST-OROGENICAS
- 03 DOMINIO ARCO INSULAR - MAR MARGINAL
- 07 ARCO MAGMATICO CONTINENTAL (AMBIENTE SUBVOCALICO E HIDROTHERMAL)
- 15 ARCO CONTINENTAL EMPLAZADO EN REGIONES DE CALCAREAS
- 35 ARCO MAGMATICO CONTINENTAL EMPLAZADO EN REGIONES DE ROCAS VOLCANO SEDIMENTARIAS EN OCASIONES METAMORFIZADAS.
- 37 ROCAS DE RECUBRIMIENTO DE PLATAFORMA INCLUIDAS EN PLANICIES COSTERAS
- 57 ZONA DE EXPANSION OCEANICA
- 71 ARCO MAGMATICO CONTINENTAL EMPLAZADO EN REGIONES DE ROCAS SEDIMENTARIAS TIPO FLYSCH.

IV.- AMBIENTE IGNEO ASOCIADO

NO ESTA REPRESENTADO GRAFICAMENTE, YA QUE LO E IMPLICITAMENTE CON LA BASE GEOLOGICA - ESTRUCUTURAL POR SU CERCANIA CON AFLORAMIENTOS DE ROCAS I

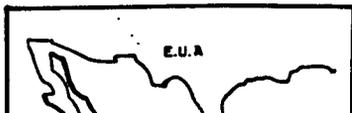
NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)

- 00 DESCONOCIDA
- 02 ROCAS ALCALINAS
- 04 IGNEO INTRUSIVO ACIDO (GRANITO, GRANODIORITA, DIORITA, LITA, ETC.)
- 06 IGNEO INTRUSIVO BASICO (GABRO, DIABASA, ETC.)
- 08 ROCAS ULTRABASICAS Y SECUENCIA OPLITICAS (GNEISS, DIABASAS, ETC.)
- 24 VOLCANICO CONTINENTAL ACIDO (RIOLITAS)
- 26 VOLCANICO MARINO INTERMEDIO A ACIDO.
- 46 IGNEO INTRUSIVO INTERMEDIO (DIORITA, MONZONIT)
- 48 VOLCANICO CONTINENTAL INTERMEDIO (ANDESITAS)
- 68 ANORTOSITA

V.- TAMAÑO DEL YACIMIENTO

REPRESENTADO POR EL TAMAÑO RELATIVO DE UN CIRCULO EXTERIOR, AL SIMBOLO CENTRAL.

LOCALIZACION



18°

17°

(926)		Silicico			to K
AZUL ULTRAMARINO (902)	Calcite Optica	Tierras de Fuller	Yeso		

III.- AMBIENTE METALOGENETICO

NO ESTA REPRESENTADO GRAFICAMENTE YA QUE LO ESTA IMPLICITAMENTE CON LA BASE GEOLOGICA-ESTRUCTURAL.

NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)

- 04 PLATAFORMA CARBONATADA. SEDIMENTOS DE GRAN ESPESOR NO VOLCANICOS.
- 05 ROCAS CONTINENTALES POST-OROGENICAS
- 05 DOMINIO ARCO INSULAR - MAR MARGINAL
- 07 ARCO MAGMATICO CONTINENTAL (AMBIENTE SUBVOLCANICO E HIDROTHERMAL)
- 13 ARCO CONTINENTAL EMPLAZADO EN ROCAS CALCAREAS
- 35 ARCO MAGMATICO CONTINENTAL EMPLAZADO EN SECUENCIAS VOLCANO SEDIMENTARIAS EN OCASIONES METAMORFIZADAS.
- 37 ROCAS DE RECUBRIMIENTO DE PLATAFORMA INCLUYEN - PLANICIES COSTERAS
- 57 ZONA DE EXPANSION OCEANICA
- 71 ARCO MAGMATICO CONTINENTAL EMPLAZADO EN ROCAS SEDIMENTARIAS TIPO FLYSCH.

IV.- AMBIENTE IGNEO ASOCIADO

NO ESTA REPRESENTADO GRAFICAMENTE, YA QUE LO ESTA IMPLICITAMENTE CON LA BASE GEOLOGICA - ESTRUCTURAL POR SU CERCANIA CON AFLORAMIENTOS DE ROCAS IGNEAS

NOMENCLATURA MODIFICADA (1984)

- 00 DESCONOCIDA
- 02 ROCAS ALCALINAS
- 04 IGNEO INTRUSIVO ACIDO (GRANITO, GRANODIORITA, TONALITA, ETC.)
- 06 IGNEO INTRUSIVO BASICO (GABRO, DIABASA, ETC.)
- 08 ROCAS ULTRABASICAS Y SECUENCIA OFLITICAS (PERIDOTITAS, ETC.)
- 24 VOLCANICO CONTINENTAL ACIDO (RIOLITAS)
- 26 VOLCANICO MARINO INTERMEDIO A ACIDO.
- 46 IGNEO INTRUSIVO INTERMEDIO (DIORITA, MONZONITA, ETC.)
- 48 VOLCANICO CONTINENTAL INTERMEDIO (ANDESITAS, ETC.)
- 66 ANORTOSITA

V.- TAMAÑO DEL YACIMIENTO

REPRESENTADO POR EL TAMAÑO RELATIVO DE UN CIRCULO EXTERIOR, AL SIMBOLO CENTRAL.

VIII.- ESTRUCTURA DEL YACIMIENTO

ESTA DESIGNADA POR EL SIMBOLO

- 00 DESCONOCIDA
- 01 VETAS
- 02 DISEÑADOS Y PORFIDOS
- 03 MASIVA
- 04 SCHLIEREN
- 05 MACIZOS Y TRONCOS
- 06 LENTES Y CAPAS
- 07 CHIMENEAS
- 08 PLACER
- 09 IRREGULAR
- 10 ANOMALIA GEOQUIMICA
- 11 ANOMALIA GEOPHISICA
- 12 DOMOS SALINOS

ESTRATIGRAFIA

PERIODO	ROCAS SEDIMENTARIAS
CUATERNARIO	Q ARENAS, LIMO, CUELLEDA.
OLIOCENO	Tpi ARENAS, CONGLOMERADOS
MIOCENO	Ym ARENAS, CALIZAS
OLIOCENO	To CALIZAS, ARENAS, BARRAS Y LUTITAS.
EUCENO	Yob LUTITA, ARENAS, CONGLOMERADOS Y CALIZAS
PALEOCENO	Yp CALIZAS, BARRAS, LUTITAS.
CRETACICO SUPERIOR	Ks CALIZAS, LUTITAS, BARRAS
CRETACICO MEDIO	Km BARRAS, CALIZAS
CRETACICO INFERIOR	Ki CALIZAS, BARRAS, LUTITAS.
TRIASICO - JURASICO	TJ ARENAS, LUTITAS, BARRAS.

VIII.- ESTRUCTURA DEL YACIMIENTO

ESTA DESIGNADA POR EL SIMBOLO CENTRAL

00	DESCONOCIDA	_____
01	VEYAS	_____
02	DISEMNADOS Y PORFIDOS	_____
03	MASIVA	_____
04	SCHLIEREN	_____
05	MACIZOS Y TRONCOS	_____
06	LENTE Y CAPAS	_____
07	CHIMENEAS	_____
08	PLACER	_____
09	IRREGULAR	_____
10	ANOMALIA GEOQUIMICA	_____
11	ANOMALIA GEOPHISICA	_____
12	DOMOS SALINOS	_____



ESTRATIGRAFIA

PERIODO

ROCAS SEDIMENTARIAS

CUATERNARIO

OLIOGENO

MIOCENO

OLIGOCENO

EUCENO

PALEOCENO

CRETACICO SUPERIOR

CRETACICO MEDIO

CRETACICO INFERIOR

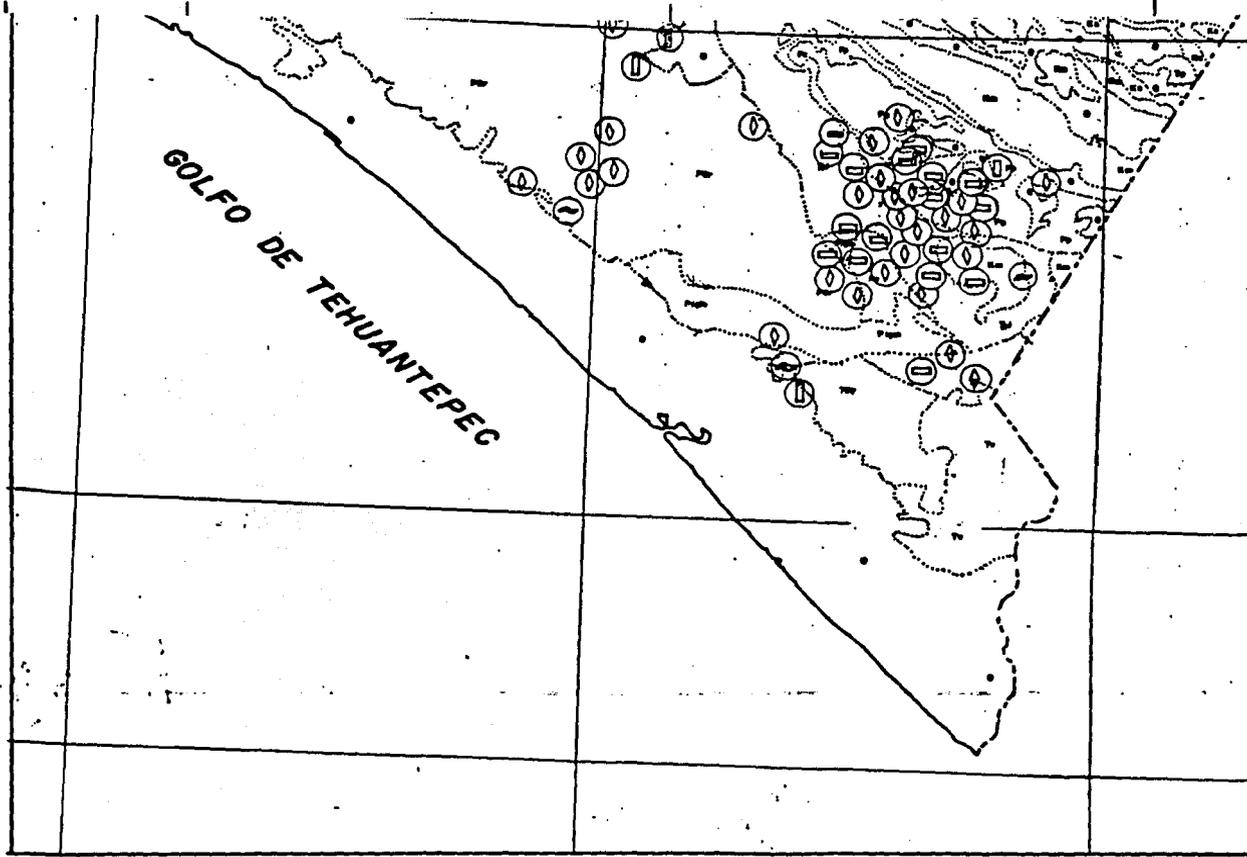
TRIASICO - JURASICO

Q	ARENAS, LIMO, SUELOS REBUNDANTES.
Tpi	ARENAS, CONGLOMERADOS.
Tm	ARENAS, CALIZAS, LUTITAS.
Te	CALIZAS, ARENASCAS, CONGLOMERADOS Y LUTITAS.
Tob	LUTITA, ARENASCAS, CONGLOMERADOS Y CALIZAS.
Tr	CALIZAS, MARGAS, LUTITAS ARENASCAS.
Ka	CALIZAS, LUTITAS, BOLOMAS.
Km	BOLOMAS, CALIZAS.
Ki	CALIZAS, MARGAS, ARENASCAS, LUTITAS.
TJ	ARENASCAS, LUTITAS, CONGLOMERADOS.

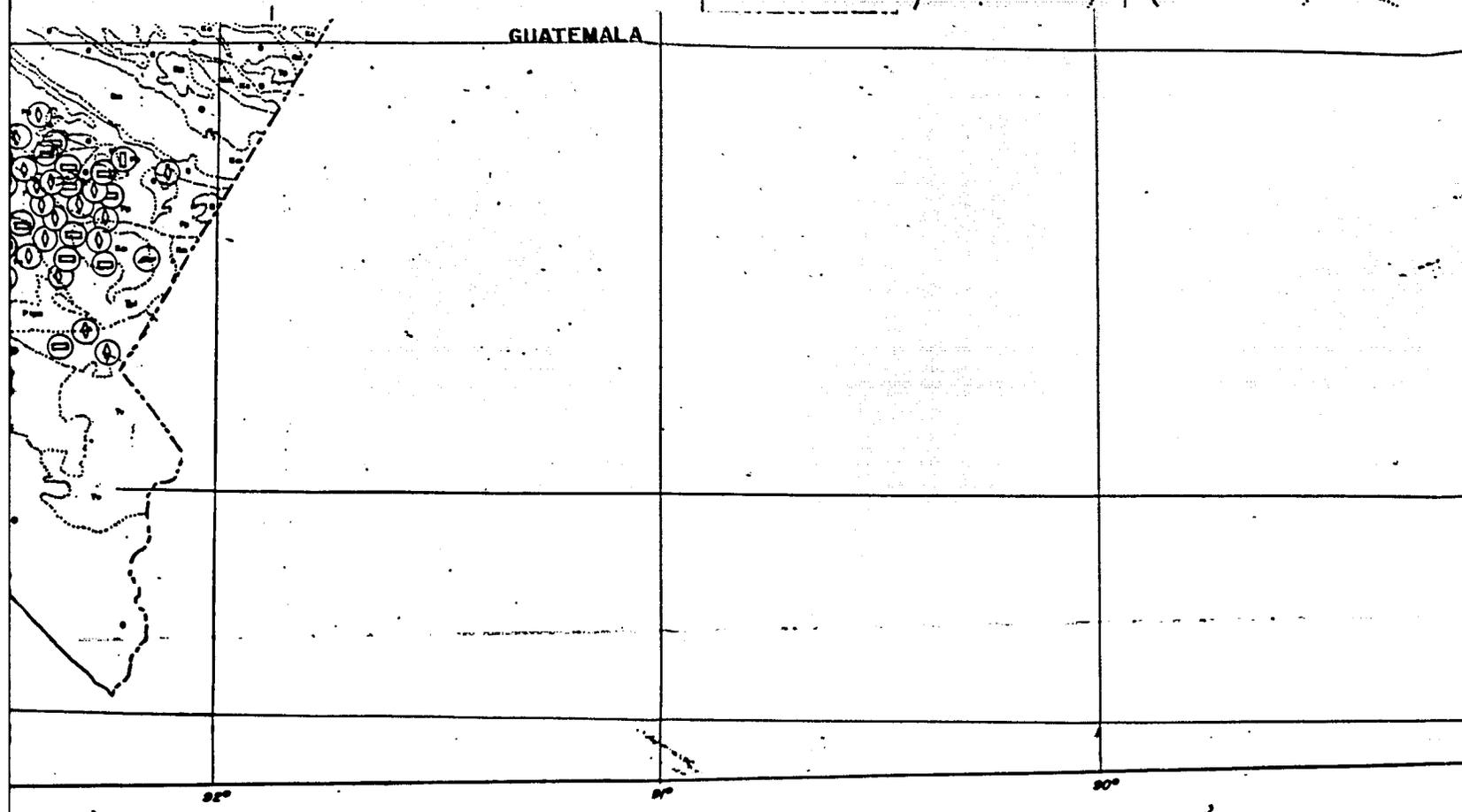
ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

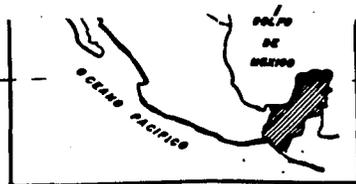
Te	VOLCANICO CALDO-ALCALINO (Andesita, Dacita) Y PRODUCTOS PROCLASTICOS
Tgr	GRANODIORITAS Y DIORITAS
Csp	SERIES VOLCANO-SEDIMENTARIAS Y VOLCANO-PLUTONICAS EPITAMORFICAS.
Cpv	ANDESITAS
Pgr	GRANITO Y GRANODIORITA

GOLFO DE TEHUANTEPEC



GUATEMALA





FUENTES

TOPOGRAFIA: CARTA TOPOGRAFICA DETENAL ESC. 1:250,000

GEOLOGIA:

DETENAL (CARTA GEOL. 1:250,000 NOJAS TURTILA
STZ., VILLANUEVA Y TENOSQUE)

MESEDES 1:400,000 1984

CARPANTAN 1:75,000 1986 y 1:100,000 1982

QUINTAMETA 1:200,000 1985

C.R.H. 1:500,000 1983

INST. GEOL. U.S.A.S. 1:50,000 1979

S.A.R.H. 1:800,000 a/z. y 1:100,000 1979

E. LOPEZ RAMOS 1:200,000 a/foote.

L.H. DE GUATEMALA 1:250,000 1980

C.R.E.

1986: AREA PENTAS 1:200,000

1987: P.H. CAPAMALA 1:50,000

1988: P.H. ITZANTUN 1:50,000

1988: P.H. LAJA TENOSA 1:50,000

SAN AGUSTIN ALTAMIRANO 1:50,000

ALTAMIRANO STA. ELENA 1:250,000

ALTAMIRANO COMITAN 1:100,000

1984: TUNEL STA. ELENA - SHEL
P.H. STA. ELENA 1:100,

1988: P.H. CAMBUS 1:250,000 TR
ITZANTUN 1:250,000 P.H.

1988: P.H. COMIN 1:100,000

1988: SODA DEL CERRO - YANCHI

1979: CHOCABEN - ITZANTUN 1

1977: CHENCA Y VADO ITZANT

1978: MALPAGO 1:100,000 PO
1:200,000.

1979: VADO CHOCABEN - SUSH

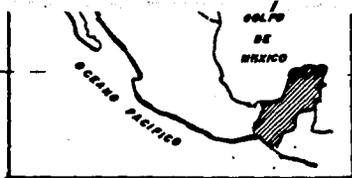
1983: POTOGEOLOGIA DEL R

80°

85°

88°

87°



FUENTES

TOPOGRAFIA: CARTA TOPOGRAFICA DETENAL ESC. 1:250,000

GEOLOGIA:

DETENAL (CARTA GEOL. 1:250,000 HOJAS TUNTILA STZ., VILLAHERROSA Y TENOCQUÉ)	1964 : TUNEL STA. ELENA - GRIMALVA 1:250,000 P.A. STA. ELENA 1:100,000.
MEMESÉ 1:400,000. 1964	1966 : P.M. CANCUN 1:200,000 TRANSP. ALTAMIRANO ITZANTUN 1:250,000 P.M. CHOCTE 1:250,000
CARFANTAL 1:75,000. 1966 y 1:100,000. 1962	1962 : P.M. CHUMM 1:100,000
QANTAMETAL 1:200,000. 1968	1960 : BOCA DEL CERRO - YACUBLAN 1:100,000
C.R.M. 1:500,000 1968	1979 : CHICOASÉN - ITZANTUN 1:200,000
INST. GEOL. U.S.G.S. 1:50,000 1979	1977 : CUENCA Y VADO ITZANTUN 1:200,000
S.A.R.M. 1:500,000 a/v. y 1:100,000 1979	1976 : MALPASO 1:100,000, FOTOGEOL. RES. IZANTUN 1:200,000.
E. LOPEZ RAMOS 1:200,000 a/1966.	1979 : VADO CHICOASÉN - RUMIDERO 1:100,000
I.N. DE GUATEMALA 1:250,000 1960	1963 : FOTOGEOL. DEL RIO GRIMALVA 1:200,000
C.R.E	
1966 : AREA PENTAS 1:200,000	
1967 : P.M. CAPRICALA 1:50,000	
1966 : P.M. ITZANTUN 1:50,000	
1966 : P.M. LAM TENDEBA 1:50,000	
SAN AGUSTIN ALTAMIRANO 1:50,000	
ALTAMIRANO STA. ELENA 1:250,000	
ALTAMIRANO COMITAN 1:100,000	

86°

87°

15°

15°

14°30'

MISIMPO

A GRANDE

B MEDIANO

C PEQUEÑO

D DESCONOCIDO

E ANOMALIA

MARKER



Sin círculo exterior

PERMICO

CARBONIFERO

DEVONICO

SILURICO

ORDOVICICO

CAMBRICO

Pp

Pc

SALIZAS, BOLENIAS, LUTITAS

OSNOLNERADOS, LUTITAS Y
MISCAS LIGERAMENTE METALIZADAS

SIMBOLOGIA

CAPITAL _____

LIMITE ESTATAL _____

LIMITE INTERNACIONAL _____

CONTACTO GEOLOGICO _____

VOLCAN _____

**MORALES
RAMOS**

PERMICO
CARBONIFERO
DEVONICO
SILURICO
ORDOVICICO
CAMBRICO

Pp

CALIZAS, BOLONAS, LUTITAS.

Pc

CONGLOMERADOS, LUTITAS Y ARE-
NISAS LIGERAMENTE METAMOR-
FIZADAS.

Pigm

GRANITO, GNEISS
ESGURTO Y
AMFIBOLITAS.

SIMBOLOGIA

CAPITAL _____ ●

LIMITE ESTATAL _____ - - - - -

LIMITE INTERNACIONAL _____ - - - - -

CONTACTO GEOLOGICO _____●

VOLCAN _____ G

MORALES MIRELES ANTONIO
RAMOS TRUJILLO FRANCISCO
1992