

03060

8



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFISICA

CARACTERIZACION GEOQUIMICA DE LAS UNIDADES BASALES DEL BLOQUE DE YUCATAN Y SU AFINIDAD CON UNIDADES SIMILARES EN EL GOLFO DE MEXICO

(IMPLICACIONES EN LA EVOLUCION TECTONICA DEL GOLFO DE MEXICO)

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS (GEOQUIMICA)

P R E S E N T A

PEDRO VERA SANCHEZ

MEXICO, D.F.

282794

2000



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Indice de Tablas

Tabla:	pg.
1.- Análisis de elementos mayores y trazas de clastos basales extraídos del pozo U7....	54
2.- Características de las muestras analizadas.....	57

Índice de Figuras

Fig.	pg.
1 - Modelo de Evolución para el Golfo de México, según Pindel y Dewey, (1982)	10
2.- Bloque de Yucatán.	16
3.- Columna litológica del pozo U7... ..	18
4.- Tabla esquemática de correlación estratigráfica	27
5.- Modelo de Reconstrucción del Golfo de México, Marton, (1995)... ..	40
6.- Clasificación geoquímica composicional de las muestras de estudio... ..	60
7.- Diagrama de intemperismo y/o alteración	61
8.- Diagramas de Harker.....	63
9.- Diagramas de correlación con el elementos trazas.....	68
10.- Diagrama de alcalis totales vs. elementos traza.	69
11.- Diagramas tipo araña normalizados con manto primitivo y condrita.....	70
12.- Firmas de tierras raras.....	72
13.- Ambientes tectónicos.....	74

Agradecimientos

Al Dr. Jaime Urrutia, mi mas sincero agradecimiento por el apoyo incondicional en la realización de esta tesis y por su infinita paciencia y comprensión. Así, como a la Dra. Ofelia Morton, por las facilidades analíticas y acertados consejos. A los Drs Gustavo Tolson, Jorge Aranda y Fernando Ortega, mil gracias por las observaciones hechas al trabajo y por las justas recomendaciones, que sin duda han sido de gran utilidad en la realización de la tesis y en mi formación académica. De manera muy especial quiero agradecer ampliamente al Dr. José M. Grajales, por el apoyo y tiempo brindados en esta etapa de mi formación.

De forma general agradezco a las siguientes instituciones: CONACyT, Fundación UNAM y especialmente al Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), el haber hecho posible el desarrollo y conclusión de esta tesis.

“Caracterización Geoquímica de las Unidades Basales del Bloque de Yucatán y su Afinidad con Unidades Similares en el Golfo de México”.
(Implicaciones en la Evolución Tectónica del Golfo de México.)

Indice General	1
Indice de Tablas	I
Indice de Figuras	II
Agradecimientos	III
Resumen	2
Objetivos	3
Introducción	4
Capitulo I: Antecedentes.	6
Capitulo II: Marco Geológico.	
- Generalidades	13
- Bloque de Yucatán. Definición y características	14
- Basamento del Bloque de Yucatán	17
- Estratigrafía del Mesozoico en el Bloque de Yucatán	19
Capitulo III: Marco Tectónico.	
- Modelo base de evolución para el Golfo de México	29
- Unidades tectónicas involucradas en el modelo	41
Capitulo IV: Geoquímica.	
- Estudio geoquímico.....	54
- Metodología. elementos traza, mayores.....	56
- Preparación de Muestras.....	57
- Petrografía.....	59
- Resultados e interpretación.....	61
Capitulo V: Conclusiones	77
Bibliografía.....	80
Apéndices.	
Apéndice A: Compilación de Edades para las Unidades Basales de Correlación..	100
Apéndice B.: Datos Geoquímicos.....	103

Resumen

La naturaleza composicional, estructural y tectónica del basamento de la Península de Yucatán, representa una gran interrogante en los modelos tectónicos de evolución para el Golfo de México. Este es uno de los numerosos problemas que podrían solucionarse si se conocen las características de las unidades basales en el Bloque de Yucatán, y por supuesto el papel que jugaron dichas unidades en el proceso que dio lugar a la estructura de impacto Chicxulub. Precisamente este fenómeno, permitió tener acceso a muestras del basamento. Durante las campañas de perforación realizadas por Petróleos Mexicanos (PEMEX) en los 50's y más recientemente por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), se recuperaron porciones de la brecha de impacto formada en el evento K/T. Esta brecha de naturaleza polimíctica exhibe el fenómeno de la reversión estratigráfica característico de las estructuras de impactos meteoríticos, marcada en este caso por la clara separación entre la brecha *suevítica* (con abundantes clástos de basamento) y la brecha tipo *bunte* (únicamente clástos de la secuencia sedimentaria pre-impacto) que infrayace a la primera de acuerdo con el modelo original definido para la estructura de Ries en Alemania. Así las muestras involucradas en este estudio fueron extraídas de la porción suevítica en un intervalo de profundidad de 267–341.83 m en el pozo UNAM 7 ubicado al SW de la Cd. de Mérida, Pozos Quintana Roo, Yucatán 1 y 4 de PEMEX. Los estudios petrográficos y geoquímicos (elementos traza, mayores y tierras raras), indican una afinidad magmática calco-alcalina, que las relaciona a una margen tectónicamente activa. Si bien la presencia de rocas ígneas en el basamento de la península ya había sido reportada en la literatura, poco se decía en cuanto a su composición y mucho menos de sus relaciones tectónicas. Los datos aquí obtenidos y previamente reportados demuestran que el subsuelo del bloque formó parte de un orógeno de tipo colisional en el Paleozoico Medio, en un intervalo de tiempo entre las orogénias Taconica y Acadiana. Una comparación con datos del subsuelo de Florida, Alabama, Georgia y las Montañas Mayas de Belice muestran cierta afinidad geoquímica y tectónica. Particularmente, el batolito de Mountain Pine Ridge presenta una estrecha relación con el basamento de la península de Yucatán, no sólo temporal y geoquímica sino que también tectónica. Lo anterior permite suponer que una porción del basamento en la península de Yucatán lo constituyen los cuerpos granítico-metamórficos de las Montañas Mayas y con base en los modelos tectónicos existentes se propone la idea de que, Belice, Yucatán, Florida, Alabama, Georgia y aún el SW de África comparten el mismo basamento. Si bien, esto último se ha tratado ya en la literatura, también lo es el hecho de que sólo se trabaja la parte paleomagnética y tectónica, siendo las estratigráficas, litológicas y geoquímicas partes complementarias fundamentales.

Objetivo:

Se determinarán las características geoquímicas del basamento en el Bloque de Yucatán, y se compararán con otras unidades basales en la región del Golfo de México, con base a trabajos previos se establecerá la cronología de las unidades sedimentarias Mesozoicas más importantes, con miras a establecer afinidades tectónicas

Introducción

Las incertidumbres acerca de la forma pre-Mesozoica, posición y afinidad tectónica del Bloque de Yucatán reflejan en general la escasa existencia de datos para su basamento, siendo motivo de controversia y especulación en la literatura. Su papel es primordial en la historia de apertura del Golfo de México-Caribe, no sólo debido a su tamaño, sino que también esta pequeña placa forma un puente continental entre las dos cuencas oceánicas. La historia de su movimiento Mesozoico y su evolución tectónica están unidas directamente a las historias de apertura y expansión de dichas cuencas oceánicas así como al desarrollo de sus márgenes.

Se han realizado muchos intentos enfocados a reconstruir la historia del Paleozoico tardío al Mesozoico en la región del Golfo de México-Caribe-Atlántico Central. Desde el primer trabajo de Bullard y otros (1965), este esfuerzo ha dado como resultado una mejor comprensión de la reconstrucción en el Paleozoico tardío y la subsecuente evolución de esta área. Sin embargo no existe un acuerdo general a este respecto. Aunque se han tomado una inmensa cantidad de datos geológicos y geofísicos en las márgenes de la cuenca, estos se han limitado al registro geológico más accesible (Cenozoico). Las rocas del Mesozoico Temprano y Paleozoico afloran únicamente en unas pocas localidades cerca de las márgenes de la cuenca. Lejos de dichas márgenes estas rocas se encuentran mas allá de las profundidades de perforación o están enmascaradas por sal. En general, la información geológica disponible de las áreas marginales no provee datos que permitan una buena comprensión del tiempo, secuencia y naturaleza de los eventos geológicos que dieron lugar al Golfo de México. Aunque en la actualidad existe poca duda de que el sistema Golfo de México-Caribe-Atlántico Central evolucionó en el espacio creado entre Laurentia (Norteamérica) y Gondwana (Sudamérica / África) durante el rompimiento de Pangea en el Mesozoico temprano. La gran cantidad de extensión relacionada al rompimiento continental se manifestó por *rifting* y formación de corteza oceánica en esta región. La historia de apertura y expansión en el Atlántico central esta relativamente bien comprendida, y puede usarse para restringir la evolución del sistema Golfo de México-Caribe (Marton, 1995).

En este trabajo se propone el uso de otro elemento a considerar dentro de las varias herramientas utilizadas en los modelos de evolución tectónica de esta región. La geoquímica de elementos traza y mayores así como las características petrográficas de fragmentos basales del Bloque de Yucatán, pueden ayudar a establecer correlaciones más precisas entre las unidades que previas a la apertura del Golfo formaban un todo. Así, mediante el análisis de fragmentos procedentes del basamento contenidos en la brecha suevítica de Chicxulub y su correlación geoquímica, estratigráfica y geocronológica con las Montañas Mayas de Belice, se ha interpretado el subsuelo pre-Mesozoico del Bloque de Yucatán como parte de un Arco continental relacionado a un evento colisional en la porción occidental de Gondwana durante un período de tiempo comprendido entre las orogenias Taconica y Acadiana, definidas estas para la parte oriental de Laurasia. Las relaciones descritas en el trabajo indican fuertes similitudes entre las unidades basales del Bloque de Yucatán (la parte norte de Centroamérica y la Plataforma de Yucatán), las de los terrenos del Sureste de los E. U. A. (Wiggins y Suwannee) y las fajas Pan-Africanas de Mauritania y Rockelide en el NW de África, aun cuando son muy pocos los datos geoquímicos existentes para estas últimas regiones, un gran número de publicaciones han resaltado este hecho apoyados con datos paleomagnéticos, geocronológicos, estructurales y ocasionalmente estratigráficos (ej. Dallmayer, 1987, 1989a; Chowns y Williams, 1983; Nance, 1996). Confirmando, así, el modelo de “*Rifting y Drifting*” para el origen del Golfo de México.

CAPITULO I
ANTECEDENTES

Antecedentes

Los trabajos geológicos en el bloque de Yucatán (fig 2), se han limitado a cartografiar los pocos afloramientos existentes, ya que dada su naturaleza litológica y poco relieve esto resulta casi imposible. Por lo que a estratigrafía se refiere estas mismas condiciones representan una limitante, pero gracias a las perforaciones realizadas por Petróleos Mexicanos (PEMEX) en los años 50's y otras compañías petroleras en las zonas de Belice y Guatemala, así como afloramiento de mayores dimensiones en estas mismas localidades. Recientemente la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) llevo a cabo una campaña de perforación en la que se realizaron 8 pozos, cortando todos ellos Mesozoico. Si bien es cierto que estos trabajos representan un enorme esfuerzo por definir y poner orden a los elementos estratigraficos en la Península, también lo es el hecho que hasta ahora no existe un acuerdo en cuanto al número de unidades y nomenclatura de las mismas.

La geoquímica de los materiales en el Bloque está prácticamente virgen, salvo por los trabajos en las Montañas Mayas (Jackson et al., 1995, Bateson, 1972, Bateson y Hall, 1977, Steiner y Walker, 1996) y en Yucatán (Krogh et al., 1993, Sharpton et al., 1992, 1993; Schuraytz y Sharpton, 1994 y Corrigan, 1998), donde se utilizaron fragmentos de las unidades de brecha de impacto para hacer algunas inferencias en cuanto a su naturaleza química, pero nunca se han realizado trabajos enfocados a las unidades estratigraficas pre y post evento de impacto y ni que decir del basamento, a pesar de que 3 pozos de PEMEX lo alcanzaron (Y1, Y2, Y4) y dos de ellos recuperaron parte del mismo (Y1 y Y4).

Ahora, en lo que se refiere la Golfo de México, los conceptos de apertura y deriva continental no son ideas totalmente nuevas para explicar su origen. Por ejemplo el modelo de Wegener (1929) para la apertura del Golfo de México durante el rompimiento del Pangea difiere poco en la estructura temporal y de movimientos de los modelos propuestos en la actualidad. Carey (1958) propuso que la apertura del Golfo empezó durante el Jurásico tardío cuando el Bloque Centroamérica-Yucatán (en el E) y el Bloque Hondureño (al W) se separaron del continente Norteamericano a lo largo del eje aproximado del Geosinclinal de la costa del Golfo y subsecuentemente tuvo una rotación en contra de las manecillas del reloj a la posición actual de Guatemala y Honduras. El modelo de Freeland y Dietz (1971) difiere

del de Carey (1958) en que las posiciones pre-deriva del bloque Centroamericano estuvieron transpuestas, si la cuenca se abrió en el Triásico Tardío, Yucatán y Honduras rotaron en una dirección a favor de las manecillas del reloj para llegar a su posición actual a finales del Cretácico Tardío. Otras discusiones semejantes sobre la apertura del Golfo fueron presentadas por Yarborough (1967), Wilhelm y Ewing (1972), y Walper y Rowett (1972). Yungul (1971) propuso la posibilidad de un episodio de expansión del piso oceánico en el Golfo de México basado en su interpretación de anomalías magnéticas lineales de baja amplitud sobre la plataforma de Louisiana. Moore y del Castillo (1974) también propusieron un modelo de expansión del piso oceánico para el Golfo en el cual Yucatán y el núcleo de Cuba se separaron de Norteamérica a lo largo de una zona de expansión sur y periférica al sistema sepultado Ouachita. Moore y del Castillo (1974), basaron su hipótesis en anomalías magnéticas de baja amplitud con tendencias al E en el occidente del Golfo de Campeche, las cuales consideraron que eran el resultado de bandas de expansión profundamente sepultadas. Revisando estas hipótesis de apertura y deriva es claro que estos modelos se basan en los siguientes tipos de evidencia circunstancial: 1) Un burdo calce geomórfico entre los escarpes que limitan las márgenes Norte, Sur y Este de la parte profunda del Golfo y entre las márgenes de corteza síalica identificada de estudios de refracción; 2) Una necesidad de explicar la corteza oceánica en el centro del Golfo; la escasez de evidencia directa en el actual centro del Golfo, y de una provincia sur para el material clástico en el sistema Ouachita (la fuente puede estar en la actualidad más al sur del núcleo de Centroamérica); 4) Evidencia débil de anomalías magnéticas simétricas “tipo expansión”

Aunque algunos de los primeros modelos sugieren también que el Golfo de México existió como una cuenca oceánica en el Paleozoico (ej. Shurbet y Cebull, 1975), ahora generalmente se acepta que la evolución temprana del Golfo de México está relacionada y unida a un complejo proceso de rompimiento que dio la fragmentación del supercontinente Pangea. La separación de los principales bloques continentales (Norteamérica, Sudamérica-África), siguió una tendencia general NW-SE (Pindell y Barrett, 1990), dejando tras de sí un complejo de terrenos fragmentados que evolucionó en tres cuencas oceánicas, el Atlántico Central, Golfo de México y Caribe, respectivamente, además los tres océanos se originaron casi 50-80 Ma después del ensamble final de Pangea, el cual se había completado

diacrónicamente en las fajas de pliegues Apalachiana / Herciniana, Ouachita / Maraton del Misisipico al Pérmico (Rast, 1989; Viele y Tomas, 1989; Buffler y Tomas, 1994), y en una faja antitética poco documentada a lo largo de la margen Norte de Sudamérica en el área de la cordillera central y del occidente de Venezuela (Bartok, 1993), así como la faja Mauritania en el oeste de África (Lefort, 1988).

Beall (1973), propone un modelo para el Golfo de México que incluye el colapso, extensión y expansión entre dos megacizallas en el Mesozoico. En el que un cambio rápido de fuerzas extensionales, dio el colapso extensional del Orogeno Apalachiano/Herciniano y la separación continental en el área del futuro Atlántico central (Dewey, 1988). Para el Golfo de México del Paleozoico tardío Bally (1989) propone un ambiente de tras-arco trastensional relacionado a colisión continental.

Pindell y Dewey (1982) y Pindell (1985) presentan el primer modelo detallado para la apertura de la región Golfo de México-Caribe, en el cual la dirección de movimiento de las microplacas de América central son independientes de la cinemática de apertura del Atlántico central (Fig. 1). Este modelo incluye un conjunto diferente de consideraciones: a) definición del bloque independiente del estrecho de Florida (un área continental que consiste del presente arco Sarasota, cuenca sur de Florida y el Noroeste de las Bahamas), el cual interpretan que se movió 300 km desde la parte oriental del Golfo en una dirección sureste a lo largo de la postulada falla Florida-Elbow; b) La transforme Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas, a lo largo de la cual giró el bloque de Yucatán desde el norte del Golfo; y c) la existencia de la Falla Jay, la cual se interpreta que cruza Florida y se une con la extensión NW de la zona de fracturas Bahamas hasta el sur y con la zona de Fallas Pickens-Gilberttown al norte. En esta reconstrucción, se acepta la existencia de las megacizallas Mojave-Sonora y Faja Volcánica Transmexicana. La distribución de corteza oceánica en el Golfo la estiman tomando como base el límite hacia el mar de la sal del Jurásico Medio. En este modelo, la corteza oceánica del Golfo de México se formó durante el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano por una rotación antihoraria del bloque de Yucatán a lo largo de un polo en el norte de Florida. El caribe se interpreta que empezó abrirse al mismo tiempo por una rotación en abanico entre Yucatán y Sudamérica.

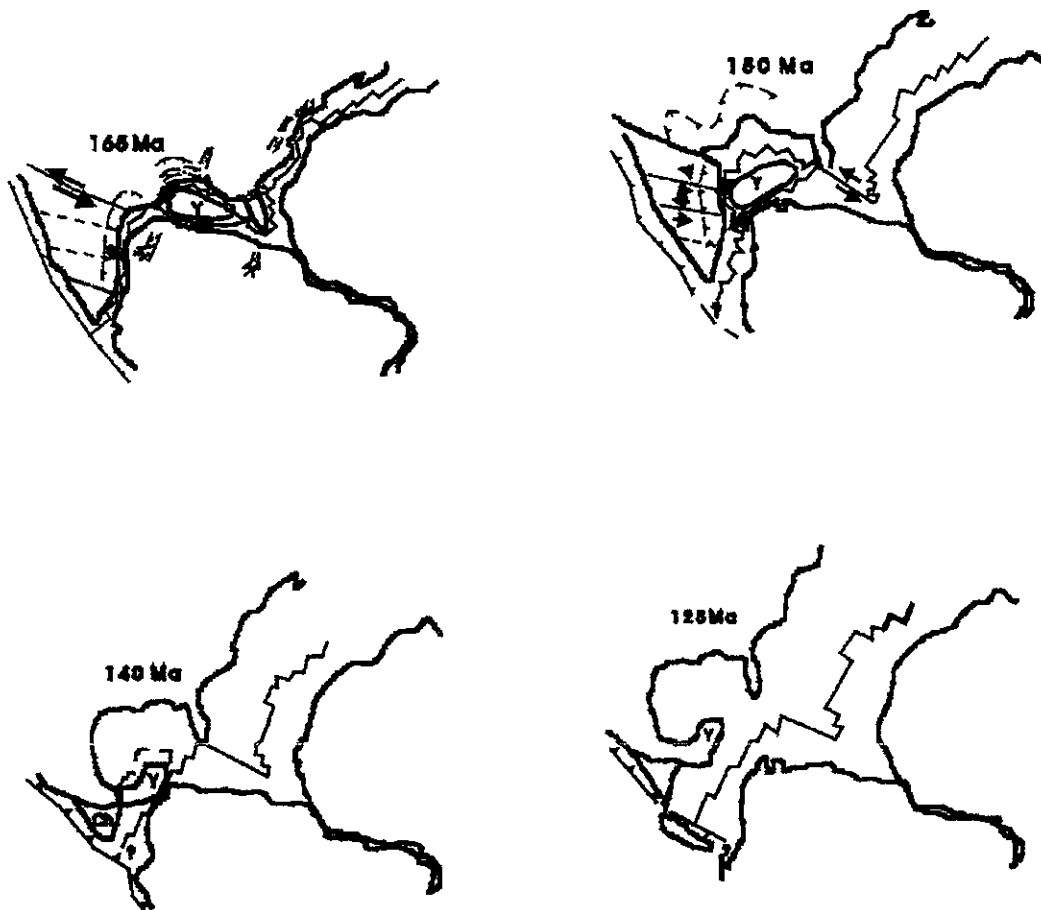


Fig. 1 Modelo de evolución del Golfo de México por Pindell y Dewey, 1982

El modelo más reciente es propuesto por Marton y Buffler (1994) y Marton (1995) que consta de dos estados (*sinrift* y *postrift*) y está caracterizado por una definición precisa de la corteza oceánica en el Golfo de México y por el conocimiento de la estructura cinemática de los grandes bloques continentales (Placa Norteamericana, Placa Afro-Sudamericana). La exacta determinación de la corteza oceánica en el Golfo de México la obtuvieron al combinar los resultados de datos geofísicos (refracción, magnéticos, sísmico multicanal, y gravimétricos), con información geológica y utilizando programas de reconstrucción de placas para visualizar los movimientos de éstas. Proponiendo así que, durante el Triásico Tardío(?) al Jurásico Medio en un estado *sinrift*, el bloque relativamente estable de Yucatán se movió hacia el sureste a lo largo de una zona de falla transforme en el E de México. Este movimiento dio lugar a una gran cantidad de extensión en el área del futuro norte del Golfo. Al mismo tiempo el bloque Florida-Bahamas se extendió también en

una dirección sureste para formar una serie de cuencas y arcos a lo largo de la actual plataforma de Florida. Contrario a los muchos esquemas evolutivos del Golfo de México publicados, este modelo no requiere de gran fallamiento lateral entre Yucatán y Florida, aunque se postula desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de una zona de cizalla grande en el Este del Golfo (zona de fracturas Bahamas y su extensión noroeste). Evidencia estratigráfica del borde de la cuenca indica que durante la fase de rifting la cuenca emergió y fue una área de erosión con sedimentación continental localizada y vulcanismo. De acuerdo con Marton y Buffler (1994) la reconstrucción de las provincias salinas de Louann y Campeche muestran que algo de la sal original pudo haberse depositado en una cuenca oceánica parcialmente abierta en el Caloviano al Oxfordiano Temprano. El estado de deriva estaría marcado por el cese del vulcanismo de la margen continental, transgresión mayor, y sedimentación marina a lo ancho del Golfo.

La estructura cinemática para la apertura del Golfo de México implica que ocurrió un rifting mayor en el sureste del Golfo de manera contemporánea a la formación de corteza oceánica en el Jurásico Tardío, conforme el Bloque de Yucatán giraba de forma antihoraria con respecto a la región Florida-Bahamas, cesando para el Berriasiano Tardío (Marton y Buffler 1994)

Generalidades

El área comprendida por el bloque de Yucatán, queda ubicada entre 15°-25° de latitud Norte y 85°-95° de longitud Oeste, abarcando los estados mexicanos de Yucatán, Campeche, Quintana Roo y la porción oriental de Chiapas; la mitad Norte de la República de Guatemala y toda la República de Belice.

De acuerdo con varios autores, la península de Yucatán, puede dividirse en tres regiones fisiográficas: a) La planicie Mérida–Valladolid–Puerto Juárez, comprende la parte N de la Península. Desde la Sierrita de Ticul hasta el Golfo de México, se extiende con una pendiente suave de N a S, elevándose sólo unos cuantos metros del nivel del mar; b) en contraste con la topografía plana de la península y a unos 60 Km al S de Mérida, se extiende la Sierrita de Ticul, con un rumbo NW–SE. Esta constituida por un conjunto de lomas, cuya altura varía de 50 a 100 m con respecto a la planicie y sólo en las cercanías de Tekax llega a tener elevaciones de 150 m, alcanza una longitud de 110 Km desde las laderas de la Sierrita, la del NE desciende con mayor pendiente, formando escarpes de poca longitud, mientras que la pendiente de la ladera opuesta, es suave y genera un terreno ondulado; c) La tercera unidad fisiográfica la constituye la “Planicie Central”, extensa área que se encuentra al S y SW de la Sierrita de Ticul, teniendo su límite S en territorio guatemalteco, en la parte N de la península de Petén y las Montañas Mayas al SE. Es un terreno ligeramente rugoso en algunas partes, sin orientación fija, con excepción de algunas lomas en las partes S y SE de Quintana Roo que se unen entre sí y forman pequeñas cadenas orientadas de N a S.

En la parte central y norte de la península de Yucatán, no existen ríos, toda el agua se infiltra al subsuelo, dando lugar a un manto freático muy cerca de la superficie. Así, las corrientes subterráneas disuelven ocasionalmente las rocas calcáreas, dando origen a los Cenotes. Aparte del río Candelaria, al W de la península se encuentra el río Hondo, que sirve de frontera entre México y Belice.

Sin ninguna excepción, todos los trabajos geológicos realizados en la zona de la península, desde Sapper (1894) hasta los llevados a cabo en años recientes, se han visto

grandemente afectados por la falta de afloramientos, ya que el caliche reciente cubre prácticamente toda la península. Limitándose en gran medida a las pocas perforaciones existentes. Salvo por los afloramientos de evaporitas al SE de México reportados en el Arco la Libertad al N de Guatemala por Tercier (1932). Más al S, todavía dentro de la península, en el N de Belice y SE de Quintana Roo, tanto Alvarez (1954), como Flores (1952), reportan afloramientos de capas miocénicas y sedimentos marinos del Eoceno, así como las unidades pertenecientes a las Montañas Mayas que se describen en la sección correspondiente.

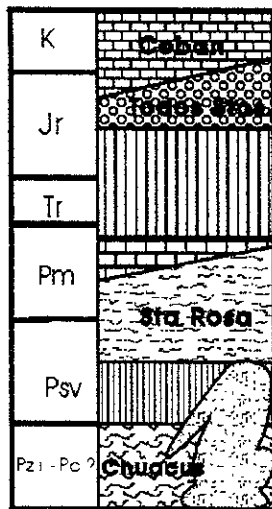
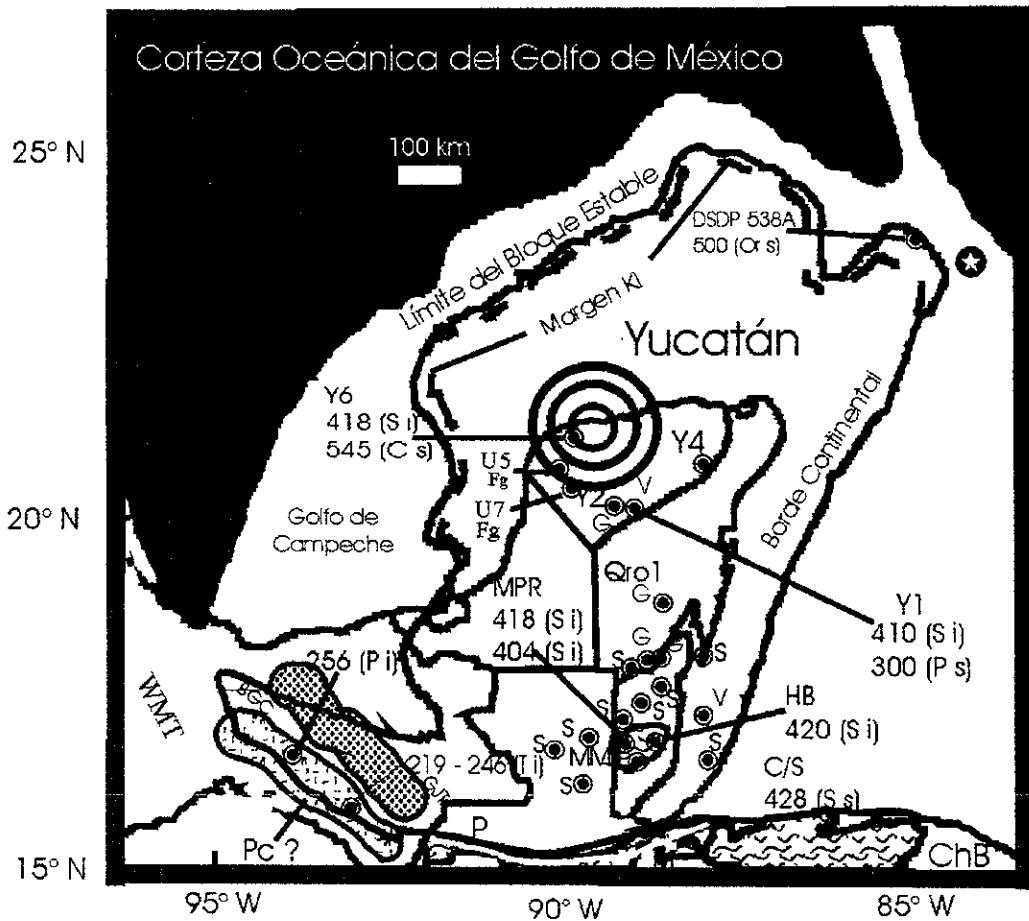
Como se muestra en la figura 2, las formaciones se van haciendo más jóvenes hacia el N, en cambio en las Montañas Mayas las rocas más antiguas corresponden a rocas Paleozoicas. Las evidencias de la columna geológica a partir de los pozos existentes, tanto en Belice, Guatemala y Yucatán, no son concluyentes en cuanto a la obtención de una columna geológica bien definida entre las pociones N y S, esto entre otras cosas debido a los diferentes criterios con los que se realizaron las perforaciones.

Bloque de Yucatán

El Bloque de Yucatán (fig. 2) tienen como límites, al N y W corteza oceánica del Golfo de México. Entre el bloque estable y la corteza oceánica existe una estrecha margen de rift con pendiente hacia el Norte, caracterizada por el rápido adelgazamiento de la corteza continental. En el área SE del Golfo de México, el Bloque de Yucatán está separado de los terrenos del Sur de Florida por un complejo sistema de rift del Jurásico Medio a Tardío de orientación NW (Marton, 1994). En general el límite del bloque Yucatán puede ser definido por la margen de la plataforma carbonatada del Cretácico Inferior (fig. 2) (Buffler y Sawyer, 1985; Buffler y Thomas, 1994). Al E-SE, el Bloque está limitado por el borde continental sumergido de Yucatán. Existe evidencia sísmica y de perforaciones que la estratigrafía de la plataforma y el basamento de Yucatán continúan hasta dicho borde (Rosencrantz, 1990) y que su estratigrafía estuvo afectada por tectonismo del Cretácico Tardío al Paleogeno. Sin embargo, no es claro que tanto de la margen pasiva Mesozoica original se preservó, o cuanto fue afectado durante el emplazamiento de la moderna corteza del Caribe en la

Cuenca de Yucatán. El límite sur del bloque comúnmente definido por la zona de falla Polochic-Motagua (Donnelly et al 1990) Aunque este es un límite de placas actual, dicha zona se asume que estuvo cerca de la margen Mesozoica del Sur de Yucatán debido a la ausencia de mas datos.

Existen dos tipos de interpretaciones del límite SW de Yucatán. Pindell (1985) sugiere que la enorme área representada por el Complejo Granítico del Batolito de Chiapas (fig. 2) donde plutones Permo-Triásicos intrusionan rocas metamórficas Precámbricas (López-Ramos, 1980) no forma parte del bloque de Yucatán, y está separado de éste por la falla transforme “Tamaulipas-Golden Lane- Chiapas”. A favor de esta interpretación se tiene la ocurrencia de las capas rojas Todos Santos del Jurásico Tardío al Neocomiano (Blair, 1986; Michaud y Fourcade, 1989) (fig. 2), las cuales pudieron haberse depositado en grabenes durante el fallamiento activo paralelo a la transforme sugerida. Salvador (1991b), sin embargo, argumenta que no existe evidencia clara para dicha transforme. Salvador, en 1987, había sugerido que la transforme occidental, que se requería para dar lugar a la apertura del Golfo, debería cruzar el Sur de México hasta el Istmo de Tehuantepec. Marton y Buffler (1994) apoyan la idea de Salvador aunque la forma de la falla propuesta (Western Main Transform) es diferente (fig. 2). Además proponen un polo de rotación en el SE del Golfo, que describe la fase de deriva del Golfo de México, definiendo un círculo pequeño que no sólo sigue la margen oriental mexicana, sino que también gira hacia el Oeste del Batolito de Chiapas y cruza el Istmo (fig. 2). Esta solución es compatible con la gran cantidad de rotación contraria de las manecillas del reloj ($63^\circ \pm 11^\circ$) que se ha demostrado existe para el bloque de Yucatán con relación a Norteamérica (Molina Garza et al., 1992). En este trabajo se presenta una modificación de dicho modelo, con base únicamente en la posición, orientación y edades registradas para el batolito de Chiapas (fig. 2). Así, el límite del bloque correría prácticamente sobre el batolito y los horst y grabenes serían el resultado de desplazamientos transtensivos en la porción adyacente del bloque.



- FDA Florida
- BGC Batolito Granítico de Chiapas
- GJT Grábenes del Jurásico Tardío
- MPR Batolito de Mountain Pine Ridge
- HB Batolito Hummingbird
- C/S Batolito Cocksomb Sapote
- MM Montañas Mayas
- P Falla Polochic
- Ch.B Bloque de Chortis
- M Falla Motagua
- WMT Transforme Principal de Occidente
- S Fm. Sta. Rosa en pozos
- G Granitos en Pozos
- V Volcánicos pre Mesozoicos
- Y# Pozos de PEMEX
- ⊙* Polo de Rotación del Bloque de Yucatán
- ⊙ Pozo
- ⊙ Afloramientos pre Mesozoicos
- Ps Paleozoico Superior
- Pi Paleozoico Inferior
- Pc Precámbrico
- Si Silúrico Inferior
- ⊙ estructura de Impacto

Fig. 2 Mapa del Bloque de Yucatán que muestra las principales ocurrencias de rocas Precámbricas, Paleozoicas y rasgos estructurales principales, así como datos geocronológicos y las unidades de correlación (Modificado de Marton et al. , 1994)

Basamento del Bloque de Yucatán

Como se mencionó antes dos pozos de PEMEX (Yucatán 1 y 4) penetraron rocas del basamento, en la parte central del Bloque de Yucatán (fig. 2), descritas como metavolcánicas del Paleozoico Superior y metacuarcitas, que se interpretaron como representantes de una faja de pliegues Paleozoica en la parte oriental de la Península (Marshall et al., 1976). López-Ramos (1975) reportó una edad Silúrica (Rb/Sr 410 Ma) para las rocas riolíticas porfídicas recuperadas del basamento en el pozo Yucatán 1, con un posible evento metamórfico secundario Pensilvánico (300 Ma) (fig. 2). De acuerdo con Sharpton et al. (1990 a, b, 1996) e Izett (1990), los componentes principales de las unidades basales en la porción suevítica de la brecha de Chicxulub, provienen de un terreno metamórfico de grado medio a alto, siendo la litología predominante un gneis cuarzofeldespatico de grano medio a grueso con 10 a 20 % de cuarzo, 60 a 80 % de feldespato alcalino, y 10 a 20 % de plagioclasa baja en calcio. Minerales como biotita, piroxeno u hornblenda son poco frecuentes en los clastos graníticos, debido en gran medida a enorme susceptibilidad a la alteración post-impacto y a su baja temperatura de fusión (Sharpton et al., 1996). Los minerales trazas principales son esfena, circón y apatita. Las relaciones de contacto entre granos de estos clastos exhiben cizallamiento y recristalización previas al evento de impacto según Sharpton et al., (1996). Esto habla claramente de actividad tectónica, ocurrida en período de tiempo entre la formación de las rocas cristalinas y antes del impacto, tectonismo que afectó al bloque de Yucatán aparentemente en su totalidad. Otras litologías presentes son micaesquistos de cuarzo, metacuarcitas y menos frecuente milonitas (Sharpton et al., 1990 a, b; Izett, 1990). Rocas ígneas del tipo volcaniclasticas se han encontrado al menos en los pozos UNAM 5 y 7 (fig. 3) esta unidad que por su composición no corresponde con las descripciones de los lechos rojos de la Formación Todos Santos, como originalmente se han venido describiendo, se encuentran sobreyaciendo a las rocas cristalinas. Edades de 418 ± 6 y 545 ± 6 Ma con el método U-Pb se obtuvieron de circones magmáticos extraídos la brecha suevítica (rica en fragmentos del basamento) de Chicxulub en el pozo Yucatán 6 (Krogh et al. 1993). Cabe destacar que en la brecha recuperada en este pozo y en aquellos perforados por la UNAM (5 y 7) se recuperaron fragmentos de rocas graníticas (granodiorita, cuarzodiorita o tonalita y granitos) que bien pueden ser la fuente de los circones, de acuerdo a las descripciones de

Krogh et al. (1993). En el Sureste del Golfo de México en los Pozos del *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) 537 y 538a (fig. 2), gneises, anfibolitas y filitas infrayacen rocas sedimentarias Mesozoicas que indican un evento metamórfico Ordovícico (500 Ma) con un recalentamiento tectónico de baja intensidad a los 200 Ma (Jurásico Temprano) (fig. 4). Esto último ha sido interpretado como un aumento de temperatura durante el subsecuente evento de *rift* Mesozoico (Dallmeyer, 1984). Como datos adicionales en el Canal de Yucatán, se han recuperado mediante dragado rocas metamórficas de grado medio, asociadas a un evento orogénico Permo-Triásico (Vedder y Dillon., 1973). Así mismo en la porción continental otros pozos cortaron basamento, el Basil Jones 1, Tower Hill 1 y 2 Recientemente el Quintana Roo 1 recuperó una diorita cuya edad no se conoce aún. Además, claro está, se tienen los afloramientos de las Montañas Mayas que se discutirán con mayor detalle posteriormente.

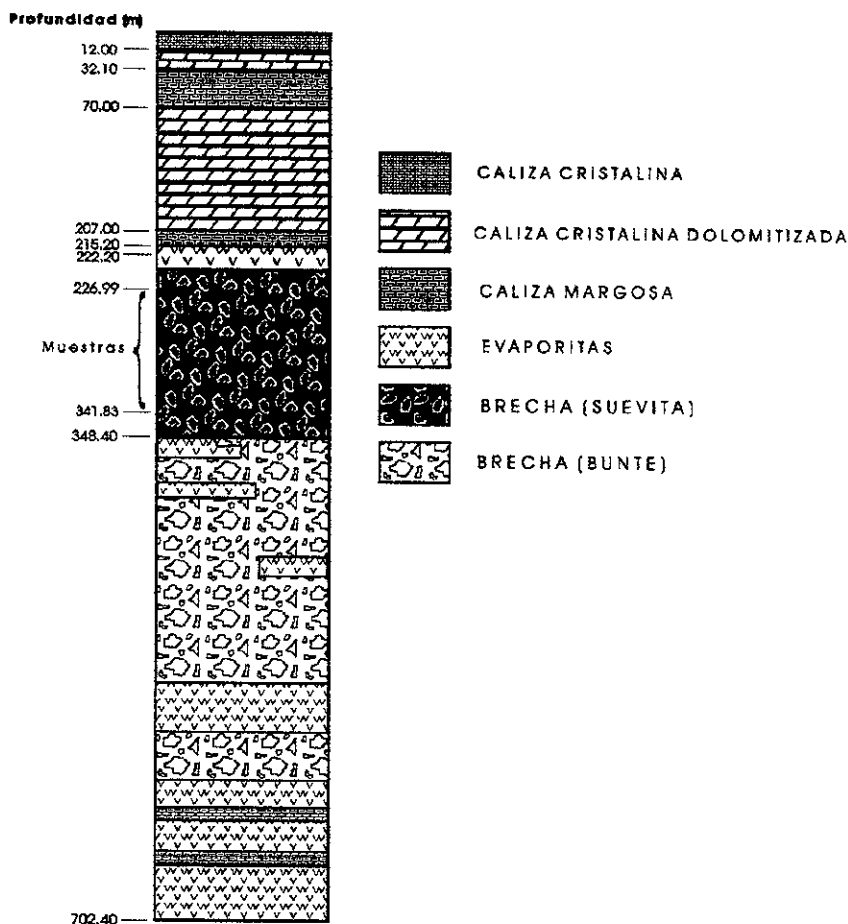


Fig 3 Columna litológica medida, pozo UNAM 7. La profundidad esta dada en metros, no se encuentra a escala. Se muestra el intervalo del que proceden las muestras analizadas.

Estratigrafía Mesozoica y pre-Mesozoica en el Bloque de Yucatán

La afinidad y significado tectónico de las rocas pre-Mesozoicas de Yucatán son inciertos, pero hasta ahora pueden hacerse algunas observaciones. Un resumen de las unidades estratigráficas involucradas y sus relaciones se muestran en la tabla de correlación de la fig. 4.

Precámbrico:

Las rocas más antiguas del basamento, llamadas la serie Chuacus, afloran al Norte de la zona de sutura Motagua del Cretácico Tardío y consiste principalmente de esquistos, gneises con algo de mármol, meta volcánicas y algunas unidades cuarcíticas (Donnelly et al. 1990) la edad de esta serie puede solo establecerse como Pre-Paleozoico Tardío. El grado metamórfico de estas rocas se ha definido como anfíbolitas y anfíbolita de granate, mientras al Sur de la zona de sutura, filitas y esquistos son de facies de esquistos verdes (Bishop, 1980) y se interpretan como parte de un bloque diferente (Chortis).

En la península de Yucatán, dadas sus condiciones geológicas y geomorfológicas, no se han documentado rocas Precámbricas y dado que su estratigrafía sólo se puede definir mediante perforaciones, sólo se han perforado algunos pozos y todavía menos han llegado al basamento, reportando usualmente sedimentos o metasedimentos Paleozoicos; aunque no se tengan evidencias, esto no significa que no haya rocas Precámbricas debajo de la plataforma. Según estudios realizados en la Cordillera Central de Guatemala por Gomberg et al. (1968), McBirney y Bass (1969), reportan edades de 345 Ma y 1075 Ma. Para esta edad tan antigua se podría confirmar la existencia de rocas Precámbricas en la región presentada por un cóncavo detrítico, aunque esta afirmación resulta muy aventurada debido a la falta de evidencia. Trabajos más recientes de datación en circones por el método U/Pb dan edades de 418 ± 3.6 Ma, 404 Ma en la zona de Belice (Steiner y Walker, 1996), 545 ± 5 Ma y 418 ± 6 Ma (Krogh et al. 1993) para el basamento de la Península en la zona de Yucatán y dos grupos de edades del basamento de Florida (localidad de probables unidades de correlación) de 515 a 637 Ma y 1967 a 2282 promediando 574 y 2130 Ma (apéndice A) (Mueller et al. 1994).

Paleozoico:

Las rocas Paleozoicas se encuentran distribuidas en la parte sur que limita a la Península, principalmente en la parte de Chiapas en México y en los Altos Cuchumatanes de Guatemala, cabe señalar que en la parte SE de la península, en el área correspondiente a la República de Belice también se encuentran aflorando rocas de edad paleozoica en la región conocida como las Montañas Mayas; Sin embargo, se sabe que estas series, que en algunas ocasiones están ligeramente metamorfoseadas, no pertenecen al basamento metamórfico sino a un grupo altamente plegado del Paleozoico Superior (Weyl, 1980).

La principal área de distribución de las rocas cristalinas está limitada al Norte por la falla Chixoy–Polochic (figs. 2 y 4), y hacia el sur por la falla Motagua que separa regiones con rocas de diferentes facies metamórficas (Dengo y Bohnenberg, 1969); al Norte se conoce como el Bloque Maya y al Sur como el Bloque Chortis

Grupo Chuacús.

En la parte central de Guatemala en la Sierra de Chuacús, afloran rocas del basamento metamórfico, que hasta la fecha se deduce que por estar aflorando en la parte sur de la península, es posible extenderlas a toda la plataforma de Yucatán. A estas rocas se les ha asignado el nombre de Grupo Chuacús y se han reconocido anfibolitas, anfibolitas graníticas?, micaesquistos, esquistos de cuarzo–albita–epidota–muscovita–clorita–biotita y gneises de diferentes composiciones (McBirney, 1969).

Según Van den Voo et al. (1972), las unidades presentes pueden enmarcarse en diferentes zonas de acuerdo a Barrow, proveyendo un mayor detalle sobre las rocas y el grado de metamorfismo. Las zonas o facies que distinguió son las siguientes:

Zona con clorita - sericita:	<p>Esquistos de sericita y de sericita - clorita. Metagrauwackas y metaarcosas. Cuarцитas y esquistos cuarcíticos Esquistos de epidota-actinolita. Esquistos de muscovita-psilomelano. Calizas cristalinas. Para-anfibolitas. Granitoides.</p>
Zona con biotita:	<p>Esquistos de biotita muscovita y esquistos de muscovita. Esquistos de muscovita-epidota. Para-anfibolitas. Mármoles. Cuarцитas.</p>
Zona con granate:	<p>Esquistos con granate-muscovita ± cloritoide Esquistos de granate-distena. Esquistos de granate-biotita. Anfibolitas de granate. Cuarцитas de distena.</p>

Puede decirse que los protolitos de estas rocas metamórficas fueron principalmente grauwackas y sedimentos arcillosos, arenosos, margosos, y calcáreos en menor cantidad.

En Huehuetenango, al Oeste de Chuacús, Kesler, y colaboradores (1970), describieron metasedimentos junto con gneises de muscovita, esquistos bandeados, mármoles, esquistos de grafito, gneises de clorita y ortogneises, los cuales se consideraron como el Grupo Chuacús del Oeste.

En el área de Río Hondo en la Sierra de las Minas, Newcomb (1975, 1977, 1978), encontró un gneis cuarzomonzonítico con texturas miloníticas que abarcan desde gneis ultramilonítico a blastomilonítico y que se han considerado estructuralmente como el miembro inferior del Grupo, el nombre asignado a este miembro es el de Formación San Agustín. En esta misma Sierra, Roper (1978), distinguió cuatro tipos de metasedimentos que incrementan su grado de metamorfismo de la cima a la base con facies de esquistos verdes y facies de anfibolita respectivamente como se indica a continuación.

- ❖ Esquistos de muscovita y cuarcita micácea. F. Esq. Verde.
- ❖ Esquisto micáceo y gneis con horizontes carbonatados.

- ❖ Esquistos micáceos migmatizados y gneises
- ❖ Gneis de hornblenda F Anfibolita.

En lo que se refiere a las edades reportadas para este Grupo, considerando que se extiende a toda la península, se tienen datos para las rocas encontradas en el pozo Yucatán No. 1; López Ramos (1973), describió un pórfido riolítico en un esquisto de cuarzo y clorita con edad de 420 Ma; Marshall (1974), dio la siguiente descripción petrográfica para una roca del mismo pozo: roca compuesta con fenocristales de un milímetro con feldespatos y plagioclasas sericitizados, en una masa de clorita de grano fino, biotita, muscovita, leucógeno y menores cantidades de feldespato y cuarzo siendo clasificada como meta-andesita o meta-dacita. Varias son las edades que se le han asignado a esta roca, 290 ± 30 Ma, 330 Ma, 410 Ma y 420 Ma (Bass y Zartman, 1969; Dengo y Bohnenberg, 1969; Viniegra, 1971; y López Ramos, 1973; respectivamente). Meyerhoff (1967), sugiere que el amplio rango de edades reportado se debe a una alteración térmica del Paleozoico Tardío, que afectó todas las rocas Premisisípicas y las edades de 300-330 Ma del Grupo volcánico Bladen en las Montañas Mayas de Belice, coinciden con esta interpretación.

Con el conocimiento actual del Grupo Chuacús, se puede decir que el material sedimentario inicial data del Devónico al Paleozoico Superior; según Dengo y Bohnenberger (1969), el área de depósito fue una ortogeosinclinal con rumbo E-W que cortaba Centroamérica durante el Paleozoico Inferior y se encontraba delimitado por el Grupo Santa Rosa (no metamorfoseado) del Pensilvánico; las edades radiométricas son del Devónico Superior al Carbonífero Inferior y el grado de metamorfismo abarca desde facies de esquistos verdes hasta anatexis. A continuación se presentan las unidades que conforman al grupo Chuacús:

PERIODO

MISISIPICO	Esquisto de mica Fm. Jones: filita y esquistos de mica.
DEVONICO	Miembro San Lorenzo (mármol) Miembro de gneis de hornblenda. Fm. San Agustín: granito, gneis y migmatita.

Modificada de Roper (1978)

Fm. Santa Rosa (Pz Sup.)

Es importante aclarar que, en los pozos perforados en la parte norte de la Península de Yucatán, no se han encontrado evidencias de otras rocas Paleozoicas sobreyaciendo el basamento metamórfico, sino que directamente sobre este se han encontrado Lechos Rojos y/o secuencias carbonatadas jurásico-cretácicas. Sin embargo, para los lechos rojos no se tiene una edad en esta localidad, pudiendo pertenecer a la parte superior de la Fm. Santa Rosa y no a la Fm. Todos Santos. Esto probablemente es debido a la falta de pozos, aunque también cabe la posibilidad de que en este periodo de tiempo haya estado a mayor elevación la parte Norte de la península.

El Grupo Santa Rosa, adquirió su nombre por y fue dado a las rocas pertenecientes al Paleozoico Superior. Aunque actualmente ya no se considera a la Formación Todos Santos dentro del Grupo, tal como originalmente la definen Dollfus y Mont-Serrat (1868) (Carbonífero Superior-Pérmico), ya que ésta más bien pertenece al Jurásico Superior-Cretácico. Las formaciones que conformaban al entonces Grupo Santa Rosa eran: Formación Chicol, Formación Tactic, Formación Esperanza y la Caliza Chochal.

Fm. Chicol.

Fue definida en Guatemala y consiste de intercalaciones de conglomerados gris verdoso y gris azulado claro, areniscas con tobas verde grisáceo, gris y marrón, capas volcanoclásticas y menos comúnmente brecha andesítica; su espesor es de cerca de 1000 metros y el contacto con las rocas del basamento cristalino es difuso debido a las fracturas y al metamorfismo de contacto (Anderson, 1969), aunque cerca del poblado de Sacapulas se puede observar que el contacto es discordante. Cabe mencionar que dentro de los conglomerados se encuentran fragmentos pertenecientes al basamento metamórfico.

Fm. Tactic.

Consiste de lutitas con más de 800 metros de espesor, las cuales algunas veces son esquistosas, otras filíticas y ocasionalmente contienen capas de caliza y dolomita (Walper, 1960).

Fm. Esperanza (Pérmico Inf.).

Es litológicamente similar a la Formación Tactic y contiene fusulínidos los cuales le han asignado una edad del Wolfcampiano; y su espesor es de 470 metros (Anderson et al., 1973).

Caliza Chóchal (Pérmico Sup.).

Presenta un contenido muy rico de fauna, en particular de fusulínidos con los cuales se le ha dado la edad del Leonardiano. Tiene un espesor de 200 metros. La parte superior de este Grupo **Tuilán** que tiene un espesor de 180 metros y en algunas localidades puede ser tratado como una entidad separada; según su fauna de braquiópodos y amonoideos se ubica en el Leonardiano Superior (Pérmico Superior) (Roberts e Irving, 1957).

Mesozoico:

Fm. Todos Santos. (Js-Ki)

Esta formación también es conocida como Lechos Rojos y cuenta con afloramientos en los Estados de Oaxaca y Chiapas en la República Mexicana, así como en Guatemala y en Belice. Fue definida por Sapper en 1894, quien la describió como estratos de conglomerados continentales rojos, areniscas y lutitas arcillosas con espesores variables.

Según algunos datos recopilados por Marshall et al (1976), y Weidie et al (1978), se pueden reconocer cuatro litofacies en el subsuelo de Yucatán, estas son: lutitas, anhidritas y dolomitas, cuarzoarenitas grises y cuarzoarenitas rojas. Las rocas cuarzoareníticas contienen menores cantidades de feldespato potásico, fragmentos de roca metamórfica, turmalina verde, circón, rutilo y magnetita. El contenido en los conglomerados varía de acuerdo al ambiente, pero consiste principalmente de material metamórfico, granitos y calizas Paleozoicas. En el área de Jérico, Chiapas, se describen estas mismas litofacies además de intercalaciones tabáceas y algunos flujos volcánicos, el miembro inferior en esta localidad está compuesto de lodolitas, limolitas y una rara arenisca de color rojizo a púrpura denominado miembro Siltepec, cuya edad con palinomórfos indica Jurásico Medio (Blair,

1986). En otra localidad Sánchez-Montes de Oca (1979), obtuvo una edad de Triásico Tardío-Jurásico con una asociación de polen y microfósiles marinos (Blair, 1986). En el cañón del río Grijalva esta unidad alcanza 15 m de espesor. Cabe destacar que la secuencia es de afinidad netamente volcánica, ya que las areniscas y limolitas reportadas están compuestas de líticas de naturaleza volcánica y muestran un escaso o nulo transporte. Así podemos concluir que el Miembro Siltepec, no puede incluirse en la Fm. Todos Santos, dadas sus características litológicas y de edad corresponderían a la parte superior de la Fm. Santa Rosa. Por lo tanto se propone que no existe la Fm. Todos Santos en la Península de Yucatán (al menos en las localidades donde se ha recuperado dicha unidad). Existe además el hecho de que la Fm. Todos Santos se depositó como ya se mencionó, en un sistema de grabenes paralelo al Batolito de Chiapas; dicho sistema no se extiende al interior de la península. Resulta interesante que en el subsuelo de Georgia, E. U. A., se hayan recuperado estas mismas unidades sobreyaciendo granitos en el Triásico Superior (Chowns y Williams, 1983), los pozos 537 y 538A del DSDP también cortaron una unidad semejante (Buffler, 1984).

La ocurrencia de rocas propias de la Fm. Todos Santos se presenta en mayores proporciones en el Oeste de Guatemala al Norte de la falla Chixoy-Polochic en la base de los Altos Cuchumatanes, considerándose como localidad tipo; también se presenta en la Baja Verapaz y en el centro de Honduras.

La edad de esta Formación aún es tema de debate, ya que diferentes autores le han asignado rangos distintos dentro del Mesozoico, pero con base en la fauna de las calizas marinas de los estratos superiores (Formación San Ricardo), corresponden a la parte media del Jurásico Superior o Cretácico Inferior y por acuerdo general entonces las capas inferiores de la misma se han asignado al Jurásico

Cretácico Inferior (Ki)

Evaporitas Yucatán (Ki).

El Cretácico Temprano fue el principio de una etapa extensa de depósitos de carbonatos y Evaporitas que se continuó en la plataforma de Yucatán hasta el Cuaternario. López Ramos (1973, 1975), propuso el nombre de Evaporitas Yucatán para esta secuencia que se encuentra encima de los Lechos Rojos en el subsuelo de la Península. En la parte norte y centro de Yucatán, estas pertenecen al Cretácico Medio y en la parte de Guatemala y Belice, estas son de probable edad Cretácico Temprano y Medio.

En la parte más baja del Cretácico se tienen estratos de limolita cuarsoza y dolomita, los cuales probablemente se acumularon en planicie de supramarea sobre las areniscas jurásicas cuando el nivel del mar transgredió el Este, aunque en la parte Oeste de la plataforma, en el área del Banco de Campeche - Reforma, también ocurrieron depósitos de aguas someras. Viniegra (1981), reporta sedimentos predominantemente lagunares como dolomitas, carbonatos de aguas poco profundas y anhidritas.

Cretácico Superior (Ks)

En 1952 G. Flores realizó un reconocimiento en las Montañas Mayas de Belice, encontrando una serie de calizas, calizas dolomíticas y dolomías con una delgada capa de arenisca. La fauna predominantemente pertenece al tipo lagunal hasta depósitos post - arrecife; algunos de los organismos característicos en estas rocas son *Dicyclina* sp. *Lockhartia*, Miliólidos, *Nummoloculina* sp., *Rotalia* sp., *Valvulina* sp. y fragmentos de rudistas; la ausencia de *Globotruncana* sp. Indica que el ambiente de depósito fue de aguas someras.

CAPITULO III
MARCO TECTÓNICO

Marco Tectónico

Modelo Base de Evolución para el Golfo de México

Evolución pre-Rift:

(Paleozoico Tardío-Triásico Temprano)

Durante la colisión continental del Paleozoico Tardío en el área del Golfo de México, un mosaico complejo de terrenos de arco correspondientes a la parte temprana del Paleozoico tardío y fragmentos continentales precámbricos se encontraban entre el núcleo continental precámbrico de Gondwana y Laurentia. Dicho evento se refiere a la orogenia del Paleozoico tardío, la cual se encuentra bien definida en la faja estructural Marathon–Ouachita. Alguna evidencia de ésta, aunque menos documentada, puede encontrarse en México, a lo largo de la margen NW de Sudamérica y en el NW de Yucatán.

Principalmente en el NE de Yucatán y en el centro-sur de Florida, han sido reconocidos los eventos orogénicos, más antiguos (Pan-africanos), mientras que eventos de metamorfismo en el Paleozoico Tardío se han documentado sólo en unas pocas localidades. La conexión entre la Faja de Mauritania en África y la faja del noroeste de Sudamérica no ha podido ser documentada. Existen factores favorables que ubican una gran cantidad de extensión y rompimiento de la corteza engrosada (debido a la colisión entre Norteamérica y África, y a zonas de subducción alrededor del super continente Pangea) en el área del futuro Golfo de México. Una vez terminado el evento de convergencia ocurrido en el Pensilvánico medio, en el lado continental de la Orogenía Ouachita (Pensilvánico tardío al Pérmico tardío) se formaron una serie de "cuencas sucesoras" (Milliken, 1988), seguidas por la elevación regional de la faja orogénica. La existencia de una gran meseta (800 Km de sección, comparable en tamaño al actual Tibet), debido a la colisión de Laurentia con Gondwana en el área de la futura región Golfo de México - Caribe está soportada por la escasez de rocas marinas del Pérmico tardío al Jurásico medio en la región (Pindell, 1985; Salvador, 1987).

Una corteza relativamente gruesa y elevados flujos de calor favorecen también las condiciones límite para formar una amplia zona de rift (800 km de ancho) (Buck, 1991). Se puede asumir que estas condiciones existieron en el Mesozoico temprano (fig. 5) del Golfo de México, y así mismo se infiere que pudieron estar asociadas con la orogenia del Paleozoico tardío. Sugiriendo que el evento Mesozoico de rifting y separación continental ocurrieron a lo largo de una amplia y complicada zona de límite de placas, dando como resultado engrosamiento cortical, alteración térmica, metamorfismo y actividad plutónica. El rompimiento Mesozoico tomó ventaja de la presencia de esa zona litosférica alterada e inconsolidada para ubicar la gran cantidad de extensión que dio la apertura de cuencas oceánicas (Marton, 1995). El Golfo de México claramente imitó la forma de la faja de pliegues Ouachita, mostrando la relación esperada entre una megasutura y la cuenca extensional superimpuesta. Además, el Golfo de México ocupa una posición justo al sur de la sutura inferida de Gondwana / Laurencia (Bartok, 1993), la cual está bien documentada en la sutura Suwannee en el subsuelo del sur de Georgia (Dallmeyer, 1984).

La faja plutónica Permo-Triásica formada en el oriente de México, puede interpretarse como el núcleo de un arco continental, correspondiente a una nueva zona de subducción en el lado Pacífico del occidente de Pangea (Marton, 1995). Ese arco mantuvo su integridad y carácter altamente compresivo durante el Mesozoico, proveyendo una barrera efectiva para las aguas marinas al menos hasta el Jurásico medio cuando ocurrió la deposición de sal en el Golfo de México. Esa faja fue desacoplada a partir de la extensión Mesozoica a gran escala en el Golfo de México por una(s) transforme(s) mayor paralela a la actual línea de costa Mexicana.(WMT, o TGIC)

Evolución del Rift

(Triásico Tardío-Caloviano)

Probablemente el periodo menos documentado de la evolución del Golfo de México es la fase *sin-rift* del Triásico Tardío al Jurásico Medio, que precedió a la formación de corteza oceánica (fase de expansión). Durante la fase *sin-rift* de acuerdo con los modelos existentes, el bloque relativamente estable de Yucatán se movió hacia el sureste desde su posición *pre-rift* (*rift* temprano) a su posición pre - expansión (figs. 5a y 5c), en dirección casi paralela a las líneas de flujo del Atlántico central. Para acomodar este movimiento, se requirió de un adelgazamiento promedio de la corteza continental de $\beta = 2$ y $\beta = 1.5$ (donde β es el coeficiente de estiramiento, que de acuerdo con Mckenzie (1978), es el cosiente de la longitud de una línea deformada entre su correspondiente sin deformar) el occidente y oriente del Golfo respectivamente (Pindell, 1985; Marton y Buffler, 1993). El adelgazamiento promedio en la parte oriental del Golfo es menor ya que debido a que el ancho del área antes de la extensión es mayor. Un evento de extensión de esta magnitud puede requerir un fallamiento mayor en bloques de una corteza superior frágil y puede estar acompañado por sedimentación *sin-rift* a gran escala (Marton, 1995). En general, los sedimentos *Eagle Mills* a lo largo de la margen norte del Golfo no pueden representar una extensión de esa escala (Marton, 1995), aunque se ha reportado actividad volcánica del Jurásico Temprano a la parte tardía del Jurásico Medio en el borde del Golfo de México. La ausencia de sedimentos clásticos del Jurásico Temprano al Jurásico Medio en la región del Golfo esta probada, excepto en el E y NE de México (Salvador, 1991a). En la parte profunda del Golfo no se han documentado ejemplos convincentes de medios grábenes, aunque se han inferido bajo la sal a lo largo de la margen norte y sur del Golfo (Salvador, 1991b). En áreas con poco espesor de sal, tal como la parte profunda en el noreste del Golfo, sólo una inconformidad angular pre-sal puede reconocerse, pero no los *horst* y grabenes esperados. La inconformidad pre-sal, llamada superficie del Jurásico medio, a sido mapeada en la cuenca (Buffler y Thomas, 1994). Dicha inconformidad trunca todas las rocas más antiguas que la sal en el Golfo. Dado que los estratos truncados pre-sal no se han

muestreado (Marton, 1995), estos pueden representar depósitos pre-rift y/o sin-rift temprano. En el caso de que las unidades pre-sal representen sedimentos pre-rift (Paleozoico), significaría que estos debieron haberse inclinados debido al fallamiento de bloques, y en el caso de que representen sedimentos sin-rift, estos deberían haber rotado con las fallas normales de crecimiento (Marton, 1995). Cualquiera que sea la causa de la inclinación de los estratos, estos fueron severamente erosionados y peneplaneados para el tiempo de la deposición de la sal, sugiriendo un ambiente de meseta en el Caloviano.

Capas rojas del Triásico superior al Jurásico inferior y volcánicas se conocen de los alrededores del Golfo de México, y se interpretan también como un arco conforme a esa evidencia (Salvador, 1991a, b). En el Norte del Golfo, la tendencia de las capas rojas *Eagle Mills* siguen fielmente la forma de la faja de pliegues Ouachita, y coinciden burdamente con los depósitos infrayacentes de las cuencas sucesoras (Milliken, 1988) Esa relación sugiere, al menos parcialmente, que esas capas rojas están relacionadas al colapso de la faja orogénica del Paleozoico tardío. El espesor máximo conocido de la secuencia de capas rojas es de 2100 m (Gawloski, 1983) Aunque se infiere que las capas rojas se depositaron en medios grabenes o grabenes, la evidencia sísmica indica que la cantidad de extensión que tuvo lugar en las fallas es muy baja (Milliken, 1988). Esas cuencas Triásicas ocurren a profundidades relativamente bajas, indicando que no experimentaron una subsidencia térmica significativa después de su formación (Marton, 1995). Consecuentemente, su formación no estuvo acompañada de adelgazamiento litosférico significativo (Marton y Buffler, 1993). Frecuentemente se han encontrado diques y sills en esos sedimentos continentales y se les han asignado edades que van del Jurásico Temprano a la parte temprana del Jurásico Medio (Byerly, 1991).

En el área sur de la cuenca de Georgia, se ha documentado la secuencia Triásica de capas rojas con espesores que alcanzan los 2200 m (Chowns y Williams, 1983), pero datos sísmicos indican posibles espesores mayores de 7 km (McBride, 1991). Los basaltos y diabasas dentro de la secuencia de capas rojas son contemporáneos en su mayoría con la sedimentación y el rango de edad de Triásico Tardío a Jurásico Medio (Byerly, 1991). Con base en los enjambres de diques con tendencia NE del Triásico Tardío a Jurásico Medio en

Georgia (magmatismo sin-sedimentario), puede decirse que la tendencia de la cuenca sur de Georgia mantiene una estrecha relación con la cuenca de *rift* Mesozoica en la costa E de Estados Unidos (Schlische, 1993). Las capas rojas en el *rift* del sur de Georgia están incomformablemente sobreyacidas por sedimentos del Cretácico Superior, indicando nuevamente la escasez de subsidencia post-rift, y mostrando que la extensión estuvo limitada a la corteza (Marton, 1995).

En el oriente de México la distribución de las capas rojas del Triásico Superior coincide esencialmente con la faja de plutones Permo-Triásicos (fig. 4) y ocurren en una zona amplia de 400 km de largo y 50 km de ancho (Salvador, 1991a, b). Esto hace notar que esas cuencas Triásicas ocurren de manera ortogonal a las tendencias Triásicas discutidas arriba a lo largo de la margen norte del Golfo y que el volcanismo asociado es más andesítico. El magmatismo sin-sedimentario y la orientación de las cuencas de depósito, para esos sedimentos del Mesozoico Temprano en el oriente de México, sugiere que el ambiente tectónico es diferente, aunque dichos sedimentos pueden estar relacionados al desarrollo en el este del Arco Continental Mexicano (Marton, 1995).

Wilson (1990) revisó el ambiente tectónico y los patrones de sedimentación en el noreste de México. Concluyendo que después del emplazamiento de los plutones graníticos, y posiblemente durante la deposición de las capas rojas, el noreste de México estuvo afectado por grandes fallamientos laterales (a lo largo de las megacisallas la Babia, San Marcos y Mojave-Sonora) durante el Jurásico Temprano al Medio (fig. 5 a-c). La parte inferior del Grupo Huizachal (Formación La Boca), consiste de capas rojas continentales, que fueron depositadas en cuencas de tendencia N-NW, separadas por bloques de basamento y que se asume son de edad Triásico Tardío al Jurásico Temprano. La parte superior del Grupo Huizachal (Formación La Joya) es probablemente del Jurásico Medio. Estas unidades rellenan los grabenes del rift o forman conglomerados basales. Los sedimentos volcanoclásticos de composición riolítica a andesítica junto con las capas rojas en el NE de México se agrupan en la Formación Nazas que se infiere que es del Jurásico Medio. Michalzik (1991), basado en datos de campo, puntualizó que una inconformidad angular importante está siempre presente entre las Formaciones La Boca y La Joya.

Interpretando esta relación iconformable como equivalente a la inconformidad de rompimiento en la región del Golfo de México la cual separa sedimentos *sin-rift* y sedimentos *post-rift*. De acuerdo a esa descripción, La Joya en su base consiste de depósitos de abanico aluvial gruesos que persistentemente tienden a ser más finos hacia la parte superior de la secuencia hasta las evaporitas marginales y calizas del Oxfordiano.

Está bien documentado que durante la fase de *rifting* la cuenca estuvo sobre el nivel del mar, y solo ocurrió sedimentación no marina y vulcanismo localmente. La distribución de sedimentos *sin-rift* del Triásico Tardío al Jurásico Temprano estuvo controlada por el grano orogénico pre existente (a lo largo de la margen norte del Golfo) o, al menos parcialmente, estuvieron asociados con actividad en la margen oriental del arco continental Mexicano. De otra forma, el Golfo de México *sin-rift* puede ser visualizado como una gran meseta que permaneció sobre el nivel del mar. La inclinación de los estratos pre-rift y el conjunto *sin-rift* inferido fueron nivelados para formar una superficie madura antes de que iniciara la formación de corteza oceánica. Esto sugiere que ese ambiente influyo en gran medida con el hecho de que la cuenca estuviera superimpuesta en la faja orogénica del Paleozoico Tardío y una zona de sutura intercontinental. Las altas tasas de flujo calorífico post orogénicas, el adelgazamiento, la litosfera térmicamente alterada, las lentas tasas de denudación de la meseta post-orogénica y los antecedentes de extensión deviatorica engrosaron la corteza orogénica además de heredarle heterogeneidades y zonas de debilidad. Todos estos factores contribuyeron a formar el extraordinario ambiente tectónico del Golfo de México en el Triásico Tardío al Jurásico Medio (Marton. 1995).

Transición Apertura-Expansión

(Caloviano)

El modelo cinemático esbozado sugiere que el *rifting* en el Golfo de México ocurrió hace aproximadamente 166 Ma (Calloviano) (fig. 5d). La formación de corteza oceánica empezó en el W del Golfo y rápidamente se propagó hacia el E conforme el bloque de Yucatán iniciaba su rotación alrededor del polo Euler propuesto en el sureste del Golfo de México (15e-f)(Marton, 1995). El tiempo del *rifting* está fuertemente soportado por el cese de la actividad magmática en el Jurásico Temprano al Medio en torno al borde de la cuenca (Byerly, 1991) y por la rápida instauración de sedimentación marina, la cual empezó con la deposición de sal a lo ancho del Golfo (figs. 15 c-d) de edad Calloviano a Oxfordiano Temprano. Aunque el depósito de sal pudo haber iniciado en la fase sin-rift tardía, su naturaleza post-rift al menos en un ambiente más marginal está bien documentado (Marton, 1995). Evidencia litoestratigráfica en el NE de México (la inconformidad entre La Boca y La Joya) aporta elementos fuertes para determinar el tiempo de *rifting*.

El modelo que presenta Marton sugiere también una expansión simultánea que empezó en el Caribe entre Yucatán y Sudamérica (fig. 5 e-f). Bartok y otros (1985) concluyeron que una vía marina (corredor hispánico) existió entre Yucatán y Sudamérica en el Bajociano uniendo el océano Pacífico con Tetis, dando lugar a la ruta a través de la cual se dio el intercambio de amonitas entre los dos dominios. Ese ambiente tectónico fue diferente del que se formó entre la constante separación de Norteamérica y Sudamérica. En la provincia Cubana de Camagüey, fechamientos radiométricos de un complejo ofiolítico arrojaron una edad de 160 Ma (Oxfordiano) (Pszczolkowski, 1987), lo cual representa de manera razonable la expansión temprana en el océano Caribeño.

Evolución de la expansión

(Calloviano-Barriasiano)

La instauración de la expansión en el Calloviano dio como resultado la rápida profundización del Golfo de México y finalmente la incursión marina a la cuenca (fig. 5c). El influjo intermitente de agua salina fue probablemente desde el Pacífico al centro de México (Salvador, 1987). La deposición de la sal, se basa en la evidencia de las márgenes de la cuenca que se habían completado para el Oxfordiano temprano (Salvador, 1991a y b). El modelo de Marton (1995), sugiere que la deposición de la sal se terminó en una cuenca oceánica parcialmente abierta, en otras palabras, la deposición de la sal pudo haberse iniciado en la parte tardía de la fase sin - rift y continuado en la fase temprana de formación de corteza oceánica. Esta interpretación es soportada por Marton con las siguientes observaciones, a) la sal ocurre sobre una inconformidad mayor, la cual interpretó como una inconformidad pos - rift (Rompimiento) en el Golfo de México; b) la sal está subyugada casi inconformablemente por sedimentos jurásicos más jóvenes; c) la reconstrucción oxfordiana de las provincias salinas norte y sur es más natural en una configuración donde Yucatán ha girado 11° alrededor del polo propuesto en el Sureste del Golfo de México (fig. 5); d) la deposición de una gran cantidad de sal, estimada por arriba de los 3000 m en las partes profundas de la cuenca (Salvador, 1991a), puede ser más fácilmente iniciada en una cuenca oceánica juvenil, y e) el depósito de sal y la expansión contemporánea dan lugar a un proceso que gradualmente separa las provincias salinas norte y sur, en lugar de un rompimiento en dos de una capa gruesa de sal.

La deposición de sal en un ambiente post-rift no ocurrió de manera única en el Golfo de México. Algunos ejemplos se pueden encontrar en la costa Atlántica de Brasil y Gabón, donde la sal Aptiana sobreyace claramente la inconformidad post - rift (Guardado y otros, 1989; Teisserence y Villemin, 1989). La Sección transversal de Teisserence y Villemin (1989), muestra convincentemente el cambio abrupto en estilo tectónico en la costa de Gabon para el Aptiano temprano. Debajo de la inconformidad de rompimiento, los estilos dominantes en la sección sin - rift son el fallamiento de bloques y las fallas de crecimiento.

Sobre la inconformidad, la deformación extensional es del tipo "*thin skinned*", y el basamento no se ve involucrado. Las fallas normales en la sección post - rift están relacionadas al retiro tectónico de la sal (Marton, 1995). En el Golfo de México se ha observado una tectónica similar (Wu, 1993).

La expansión en el Golfo de México cesó en el Oxfordiano, e inició una sedimentación marina en todo el Golfo. La propagación al sur del rift abrió una vía marina en el sureste del Golfo de México entre los bloques de Yucatán y Florida (Marton, 1994). El *rifting* continental en esa vía marina acomodó la extensión relacionada a la rotación de 42° antihoraria del bloque de Yucatán lejos de Florida durante la formación de corteza oceánica en el Golfo de México. Evidencia sísmica muestra claramente que el polo de rotación en la parte norte incrementó una cantidad de extensión NE-SE que se acomodó en el sureste del Golfo. Esto enfatiza que el *rifting* en el sur del Golfo fue contemporáneo con la formación de la corteza oceánica en el Golfo de México. Basado en la inconformidad post-*rift* identificada sísmicamente, y amarrada con datos del pozo Leg 77 del DSDP, se considera que el *rift* cesó en esta zona en el Berriasiano, dando la única restricción para la finalización de la corteza oceánica en Golfo de México. La rotación de Yucatán en el occidente del Golfo ocurrió a lo largo de una transforme curva, burdamente paralela a la actual línea de costa Mexicana (WMT 2 y 15 c-f).

Para el Caribe, se deduce de la escasez de depósitos significantes de sal que no ocurrió una restricción a gran escala. La ocurrencia de la sal en Punta Alegre para el Oxfordiano-Kimmeridgiano en el centro-norte de Cuba está asociada con el desarrollo de la plataforma evaporítico-carbonatada de las Bahamas (Iturralde-Vinent, 1994). Alternativamente, si la sal es más antigua que el Oxfordiano, esta puede representar una restricción local a lo largo de la margen de las Bahamas (Marton, 1995). La comunicación durante el Jurásico tardío entre el Tetis y el Pacífico está bien documentada por un continuo intercambio de fauna (Iturralde-Vinent, 1994).

Durante el Jurásico tardío se estableció una sedimentación marina alrededor de todo el borde del Golfo de México. Los patrones de sedimentación alrededor del Golfo están bien

caracterizados por depósitos de rampa con inclinación hacia el centro de la cuenca (Salvador, 1991a). El Bloque de Yucatán permaneció emergido durante la fase de expansión, la razón para esto no es clara (Marton, 1995). La acreción ígnea infraplaca (*igneous under plating*) y/o un mayor cantidad de manto litosférico que extensión cortical pueden explicar la posición emergente del bloque durante el estado de rifting (Marton, 1995), pero no durante la formación de corteza oceánica. Para el Cretácico temprano, cuando el centro de expansión en el Golfo fue abandonado se dio la subsidencia térmica y el establecimiento de las últimas plataformas carbonatadas en la región del circun Golfo.

Evolución post-Apertura

Una vez que finalizó la formación de corteza oceánica el Golfo de México, ésta se volvió una región tectónicamente estable. Durante el Cretácico Temprano y la parte baja del Tardío la cuenca del Golfo de México se profundizó, encontrándose circundada por márgenes con plataformas continuas de fuerte pendiente (Yucatán y Florida) y por plataformas carbonatadas de pendientes más suaves al N y NW (Worrall y Snelson, 1989). A lo largo de la margen occidental de la cuenca, se formaron las plataformas carbonatadas de Coahuila, San Luis-Valles, Tuxpan y Córdoba. Estas plataformas estuvieron separadas una de la otra por canales marinos (McFarlan y Menes, 1991). Está bien establecido que existe una diferencia significativa entre las plataformas carbonatadas cretácicas del borde del Golfo de México las cuales posiblemente están relacionadas con las diferencias en el estilo *rifting* Jurásico que las infrayace (Marton, 1995). En realidad, el occidente del Golfo está mejor caracterizado como una margen transformante, mientras que las márgenes N y S del Golfo son un par de márgenes pasivas conjugadas. Además, las diferencias en la tectónica del basamento y las historias de subsidencia resultantes entre las márgenes N y S (Marton, 1995) pueden explicar bien las diferentes pendientes de las plataformas cretácicas en las márgenes. Los espesores de las secciones Cretácico Temprano al inicio del Tardío alcanzan 2700-3700 m en un ambiente de plataforma, mientras que los sedimentos abisales de la misma edad promedian los 2000 m (Worrall y Snelson, 1989). Las plataformas carbonatadas del Cretácico Tardío fueron ahogadas en el Cenomaniano temprano, un evento que esta representado en todo el Golfo por la secuencia límite del Inicio del Cretácico Tardío (Buffler, 1991)

La estratigrafía del Cretácico superior del norte del Golfo esta mejor caracterizada por la predominancia de sedimentos clásticos (serie Golfiana) a lo largo de la margen norte de México (Sohl y otros, 1991), así como por los extensos depósitos de margas y cretas. Fuentes extra-plataforma, tales como la tendencia Apalachiano-Ouachita al norte y la emergente laramidica al oeste (Sierra Madre Oriental), proveen los sedimentos terrígenos durante la parte temprana de este periodo (Sohl y otros, 1991). En el Norte del Golfo se depositaron margas cretosas como carbonatos de plataforma en el periodo post-Turoniano

Durante el Cenozoico los depósitos terrígenos clásticos dominaron el Golfo de México. Yucatán y Florida fueron las excepciones; aquí el depósito de carbonatos y evaporitas continuó en este periodo (Galloway y otros, 1991). La entrada de sedimentos clásticos, particularmente desde el W y N estuvo controlada por la orogenia Laramide durante el Paleoceno y el Eoceno (Galloway y otros, 1991). Los depocentros se desplazaron durante el Cenozoico a lo largo de la margen norte, lo que dio como resultado espesores locales de sedimentos de hasta 16 Km (McGookey, 1975). La progradación de la margen de la plataforma, agradación o retrogradación fue el resultado de la intrincada interrelación entre eustacia, aporte de sedimentos, tectónica salina, subsidencia de la cuenca, y el burdo patrón de desplazamientos en los depocentros (Winker, 1982; Worrall y Snelson, 1989).

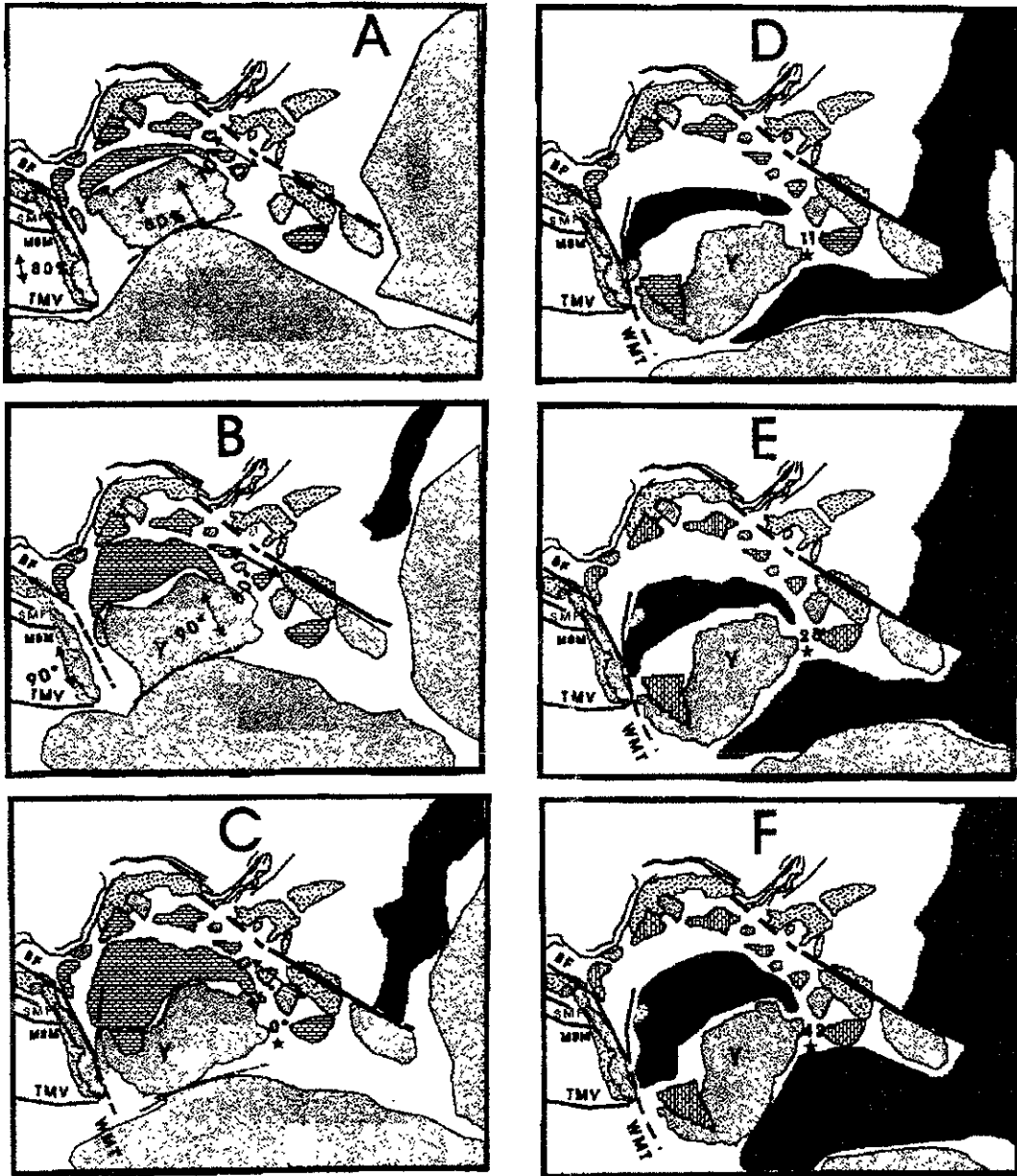


Fig. 5 Modelo de reconstrucción del Golfo de México, Marton, (1995): A) Jurásico Temprano, B) Batoniano (170 My), C) Calloviano (166 My), D) Oxfordiano (160 My), E) Titoniano (150 My), y F) Berriasiano (140 My).

Unidades Tectónicas Involucradas en el Modelo

Montañas Mayas

Un área importante de afloramientos de rocas Mesozoicas se encuentra en las Montañas Mayas al E de Guatemala y Belice (fig. 2), y constituye un horst que provee de uno de los pocos afloramientos de rocas pre Cretácicas en el Bloque de Yucatán. Dicho afloramiento es un sinclinorio de orientación W–SW de rocas sedimentarias pérmicas y pensilvánicas de más de 3000 m de espesor (predominantemente clásticas) que cubren tres plutones graníticos, y se correlacionan con el Grupo Santa Rosa del centro-este de Guatemala (Bateson, 1972). Las rocas de este Grupo consisten de areniscas, limolitas, lodolitas, lutitas con algo de calizas y conglomerados. Interdigitaciones de rocas volcánicas (ca 300 Ma) se presentan en algunas áreas (Hall y Bateson, 1972) Fusulínidos bien preservados, moluscos, incluyendo amonitas y braquiópodos, indican que esa secuencia abarca del Pensilvánico Tardío al Pérmico Medio (Leonardiano Tardío) (Hall y Bateson, 1972; Ross, 1979). Posteriormente esta unidad fue plegada y experimentó metamorfismo regional de bajo grado (parte baja de esquistos verdes) (Bateson y Hall, 1977).

Los tres plutones dentro de la secuencia sedimentaria son 1) Mountain Pine Ridge (MPR) en el NW de las Montañas Mayas; 2) Hummingbird–Mullins River (HMR) en el NE; y 3) El Cockscomb y adyacente, probablemente unido (Bateson y Hall, 1977), el Stock Sapote (C/S) en el SE. El MPR es un plutón compuesto de cinco cuerpos diferentes: una diorita–granodiorita, granodiorita, cuarzomonzonita, granito y granito de muscovita (Steiner et al. 1996). HMR consiste de grandes cuerpos de granito de dos micas adyacentes a un cuerpo grande de granodiorita y un lóbulo separado de cuarzomonzonita (Steiner et al. 1996). El Plutón C/S es un gran cuerpo de granito porfídico de biotita con muscovita como accesorio (Bateson y Hall, 1977; Cole y Andrews-Jones, 1979).

Las edades para los plutones que conforman las Montañas mayas son, de acuerdo con Steiner y Walker (1996), para el MPR 418 ± 3.6 Ma y 404 ± 3.3 Ma mediante el método U–Pb con circones, el HMR 420 con el mismo método pero esta vez usando monazitas, y según Bateson y Hall (1977) para el C/S se tiene una edad en este rango de tiempo (428 ± 41 Ma) con el método Rb–Sr en roca total. Otros datos se han obtenido para

los tres plutones con los métodos ya señalados y con K–Ar (Apéndice A).

En general, las rocas Pre-Paleozoico Tardío del Bloque de Yucatán, representadas por la serie Chuacús, no son correlacionables con unidades de México y Norteamérica (Donnelly, 1989). En contraste, evidencia de un evento tectonotérmico Panafricano en el Sureste del Golfo y la actividad plutónica del Silúrico en las Montañas Mayas indican interacciones de Yucatán con (posiblemente) Gondwana en el Paleozoico Temprano a Medio. Esta conexión está fuertemente soportada por el metamorfismo y plutonismo granítico Pre Paleozoico Tardío ampliamente reconocido en la Cordillera Central, en la Sierra de Perija y en la Cordillera de Mérida (Case et al. 1990) a lo largo de la margen Noroeste de Sudamérica. Contrariamente, la estabilidad tectónica a lo largo de la margen pasiva del Sur de Norteamérica durante este periodo de tiempo contradice nuevamente cualquier conexión entre Yucatán y Norteamérica.

El depósito del Paleozoico Tardío del Grupo Santa Rosa (Pensilvánico Tardío-Pérmico Medio) y el emplazamiento de los plutones graníticos Silúricos en las Montañas Mayas (fig. 2) y áreas adyacentes pueden razonablemente relacionarse al intervalo entre las orogenias Taconica y Acadiana. Además, el evento metamórfico en el área del pozo Yucatán 1 pone al bloque Paleozoico Tardío de Yucatán entre la colisionante y orogenicamente deformada margen sur de Norteamérica y la Margen NW de Sudamérica.

Un hiatus del Pérmico Tardío al Jurásico Tardío o ausencia de sedimentación significativa en toda el área del bloque de Yucatán (López-Ramos, 1975) representa posiblemente un periodo de emersión y no depósito/erosión (fig. 4). Marton y Buffler (1993) sugieren que un prolongado levantamiento del bloque durante casi todo el rifting Triásico-Jurásico pudo ser causado por el heterogéneo adelgazamiento de la litósfera bajo el Golfo de México. El único conjunto sedimentario significativo que se ha documentado es la formación Todos Santos del Jurásico Tardío al Neocomiano (figs. 2 y 4). Esas capas rojas se depositaron en un sistema de grabenes de orientación NW, y están restringidos a una área al SW de Yucatán. Este localizado sistema puede asociarse con fallamiento a lo largo de la propuesta Transforme Principal de Occidente (*Western Main Transform*, WMT).

Alternativamente, está puede asociarse a la actividad tectónica del Jurásico Tardío en un ambiente de tras-arco, correspondiente a la zona de subducción a lo largo de la margen occidental de México.

Margen Occidental del Golfo de México

El oriente de México forma la margen occidental del Golfo. La evolución de esta margen es fundamentalmente diferente de las otras márgenes que bordean la cuenca durante el Fanerozoico. Esta área albergó un Arco de tipo Andino (continental) asociado a la subducción activa de la Placa oceánica del Pacífico (Ortega-Gutiérrez y otros, 1984). La extensión NW-SE relacionada a la apertura del Golfo de México fue relativamente pequeña a lo largo de esta margen. De hecho, el oriente de México actuó como una barrera continental para la influencia marina en el Jurásico Medio, tiempo en el cual ocurrió la deposición de la sal en el Golfo de México (Salvador, 1987). El límite oriental de esta área está definido a lo largo de la Transforme Principal de Occidente la cual acomodo gran parte del desplazamiento requerido para la apertura del Golfo.

Una reconstrucción Paleozoica significativa de la región Golfo de México-Caribe requiere comprender en gran medida la extensión, ambiente tectónico y desarrollo del complejo de terrenos tectónicos en México. Campa y Coney (1983) argumentan que sólo el área definida por la parte NE de los estados mexicanos de Sonora y Chihuahua está soportada por basamento cratónico autóctono norteamericano, mientras que gran parte del oriente de México se acrecionó a Norteamérica durante el Paleozoico Tardío como una extensión de la Orogenia Marathon/Ouachita. Estos autores interpretaron el oeste y suroeste de México como terrenos de Arco del Jurásico Tardío al Cretácico (Sedlock y Ortega-Gutiérrez, 1993) que consecuentemente se acrecionaron al resto de México para el Terciario temprano. Así, la continuación del cratón precámbrico norteamericano en México es al menos tenue. No es claro si el oriente de México tiene un núcleo Precámbrico que sea contiguo con el cratón norteamericano (Shurbet y Cebull, 1987) o se formó cuando los terrenos que habían viajado más o menos lejos con el basamento Precámbrico se "atascaron" entre Laurasia y Gondwana durante la unión de Pangea en el Paleozoico tardío (Stewart, 1988).

La mayoría de los modelos de evolución del Golfo sugieren casi 700 a 800 km de desplazamiento en el Mesozoico de la megacizalla Mojave-Sonora. En esos modelos, la megacizalla desplaza hacia el SE la continuación de la Faja Marathon/Ouachita en México. Sin embargo, evidencia clara para tal desplazamiento se encuentra solo en el NW de México, en Sonora donde se ha observado la abrupta yuxtaposición de rocas Precámbricas de edades diferentes y estratos de plataforma del Paleozoico inferior de diferentes facies (Silver y Anderson, 1974). Además, la megacizalla Mojave - Sonora es una superficie de unión entre rocas similares de plataforma del Paleozoico inferior y Precámbricas en la región del Valle de la Muerte en el sur de California y el Terreno Seri (Ortega-Gutiérrez y otros, 1984). Al norte y sur de la región Sonorense la traza de la megacizalla solo es inferida, y ésta puede extenderse en varias fallas (Ortega-Gutiérrez y otros, 1984). Los mismos autores, basados en la tendencia Norte del Arco Permo-Triásico en el oriente del México actual, sugieren que la orientación del rasgo Ouachita no continua al sur de la megacizalla Mojave-Sonora. Esto es debido a que se requiere la subducción de una placa oceánica al oeste del Arco, más que una zona de corteza continental (Pangea). La existencia de una zona de subducción tal está soportada por las configuraciones de placas para el Pérmico-Carbonífero (ej. Kanasewitch y otros, 1981) y evidencia tectónica en el occidente de Nevada y California (Oldow y otros 1989).

Cerca de Cd. Victoria en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina sobre rocas del basamento Precámbrico tardío (Gneis) se tiene una sección casi continua de 1000 m que va del Cámbrico al Pensilvánico que está cubierta por 1000 m de un flysh Pérmico (Woods y otros, 1991). Esta faja se había identificado como la extensión sur de la Faja Ouachita en México por Carrillo Bravo (1961). Stewart (1988) discutió esta interpretación basado en fuertes disimilitudes de la sección del basamento inferior, incluyendo la escasez de novaculita, que es una unidad distintiva en la Faja Marathon/Ouachita. Basado en la escasez de rocas de plataforma correlacionables del Proterozoico Tardío al pre-Paleozoico Tardío, Stewart (1988) marcó la margen cratónica sur del Paleozoico Temprano a una latitud de 28°N, argumentando nuevamente un gran desplazamiento en la postulada Megacizalla Jurásica Mojave-Sonora (Anderson y Schmidt, 1983) 300 km hacia el sur en el Anticlinorio

de Huayacocotla, rocas Precámbricas están cubiertas por una sección Pérmica de 3300 m (Carrillo Bravo, 1965). Más al sur en Oaxaca, el basamento Precámbrico sobreyacido por una secuencia de aguas someras del Paleozoico inferior, contiene una fauna cámbrica de trilobites que exhibe afinidades sudamericanas (Robinson y Pantoja, 1968)

En las montañas Ouachita casi 12000 a 13000 m de un flysh mississippiense tardío al pensilvanico medio comprenden la sección sinorogénica Alleghaniana (Woods y otros 1991) en la región Marathon, una sección flysh del Pérmico Inferior es de un poco más de 4000 m de espesor y ésta sobreyacida de manera inconformante por clásticos más jóvenes que el Wolfcampiano. En el área de Placer de Guadalupe en el Noreste de México la sección del Flysh Pérmico se adelgaza a 2000 m. Más al sur en el área de afloramiento cerca de Villa Aldama, Mellor y Breyer (1981) reportan sólo 1200 m de espesor para el flysh Pérmico. Está bien establecido que la sección sinorogénica del Paleozoico tardío en México, no sólo es significativamente más delgada que en las montañas Ouachita, sino que también tiende a ser más joven. King (1975) afirma que ninguna de las exposiciones Pre-Mesozoicas en México en términos de rocas y estructura son convincentemente similares a la faja Ouachita. Cabe destacar también que la faja del Paleozoico tardío en México tiene una orientación N-NW y es casi perpendicular a la tendencia general de la faja Marathon Ouachita. Así, es plausible que el significado tectónico de las rocas del Paleozoico superior (principalmente Pérmico) en el Oriente de México sea diferente de la faja Ouachita y no puedan ser vistas como una simple continuación de la faja Marathon-Ouachita.

De gran importancia en el modelo tectónico, es una faja casi continua de Plutones permo-triásicos que se extiende desde el centro de Coahuila a Nuevo León, Tamaulipas y hasta el centro de Veracruz. En el área de Las Delicias-Acatita en Coahuila, 3000 m de grauwacas de grano fino a grueso con algunas lutitas y calizas están cortadas o interstratificadas con varios cuerpos ígneos (López-Ramos 1980), incluyendo granodioritas Permo-Triásicas. El terreno Coahuila (Handschy, 1987) o terreno Coahuiltecano (Ortega-Gutiérrez y otros 1984), que ocupa la porción central de Coahuila, México, se ha interpretado como un arco volcánico del Paleozoico Tardío al Mesozoico Temprano, en el lado cóncavo de la faja estructural Marathon. Las edades isotópicas de las intrusiones

graníticas varían de 240 a 200 Ma (Triásico). En el área de Acatita, sedimentos volcanoclásticos del Pensilvánico Tardío al Pérmico fueron plegados y cabalgados al Oeste antes del emplazamiento de un Plutón Triásico (Handschy, 1987). Estos autores también interpretaron el terreno Coahuila como exótico a Norteamérica, representando posiblemente un fragmento del bloque de Yucatán dejado atrás durante la apertura del Golfo de México. El significado tectónico de esa actividad platónica no es claro (Salvador, 1991a). Es probable que los plutones triásicos estén asociados con el establecimiento de una zona de subducción cerca de la margen occidental de la recién consolidada Pangea (Marton, 1995).

Así, el basamento Pre-Triásico en el Noreste y Centro-Este de México consiste de rocas metamórficas de una probable edad Precámbrica y/o Paleozoico Temprano o Medio, rocas sedimentarias paleozoicas, e intrusiones graníticas Permo - Triásicas (Woods y otros, 1991). Se ha interpretado que la margen occidental del Golfo de México se estableció como una faja / arco recién consolidada, infrayacida principalmente por una composición de terrenos Precámbricos a Paleozoicos. Existe evidencia de que este arco hubiese albergado deformación compresional tan joven como el Jurásico Temprano (frente de cabalgadura de Zacatecas - Guanajuato, de Cserna, 1970), que fue un tiempo cuando la deformación extensional prevaleció propiamente en el Golfo de México (Marton, 1994). Este autor propone que existe un límite estructural entre el arco compresivo y la apertura del Golfo de México y que coincide con la zona transforme propuesta de Western Main Transform (o Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas; Pindell, 1985). Precursores de esta megacizalla junto con otras fallas mayores en el NE de México, tales como la Babia, San Marcos, y Mojave-Sonora, pueden haber estado activas durante el movimiento de bloques en el estado del rift en el Golfo de México.

La Margen Norte del Golfo

La margen Norte del Golfo se localiza en la parte cóncava de la faja orogénica Ouachita. Ésta representa una zona de transición de más de 500 km de anchura, en la cual la profundidad al Moho disminuye de casi 40 km bajo la zona frontal Ouachita (Keller et al., 1989) a casi 20 km en el límite actual océano–continente. La naturaleza de la corteza infrayacente de esta zona de transición no está bien documentada, pero tomando como referencia la estructura tectónica regional del Paleozoico Tardío y evidencia geofísica, pueden delinearse algunas características básicas de esta margen (Marton y Buffler, 1994). Morfológicamente, la margen Norte del Golfo puede caracterizarse por una serie de grandes altos y bajos con una longitud de onda de casi 300 km (Buffler y Thomas, 1994). La mayoría de esos altos y las cuencas intermedias se asumen como rasgos Mesozoicos, aunque una porción del Paleozoico Temprano pudo haber jugado un papel importante en su formación (Dumbar y Sawyer, 1987)

Basados en modelos anteriores, Viele y Thomas (1989) concluyeron que la evolución de la faja Ouachita incluye: a) La formación de un prisma de acreción y un flysh (Missisípico Temprano-Pensilvánico Temprano) en una cuenca de ante-arco como resultado de la subducción de corteza oceánica adjunta a la longeva margen pasiva Paleozoica del sur de Norteamérica; b) cabalgamientos para el Atokan Temprano a Medio de la margen pasiva por el prisma acrecionario, acompañados por fallamiento normal en el foreland; y c) Culminación Atokan-Desmonesiana del cabalgamiento. Con base en los resultados de medidas de reflexión/refracción en el área del levantamiento Benton en Arkansas, Keller et al (1989) concluyeron que la margen continental pasiva del Paleozoico (15 km. de espesor) pudo haberse preservado totalmente bajo el alóctono Ouachita, incluyendo remanentes de corteza oceánica paleozoica y que no existe evidencia de imbricación del basamento norteamericano (Viele y Thomas, 1989). Este modelo implica que existe un desprendimiento principal, que separa la margen pasiva del Paleozoico Temprano de Norteamérica (placa inferior) del aloctono sobreyacente (placa superior). La placa superior incluye la faja de pliegues y cabalgaduras Ouachita no metamorfoseada y la

desbordante zona metamórfica interior Esta zona fue interpretada por Viele y Thomas (1989) como parte de terrenos acrecionados. Además de dicha zona, se ha inferido un mosaico de terrenos tectónicos (Pindell, 1985; Dumbar y Sawyer, 1987)

Se ha encontrado evidencia de vulcanismo de arco en el subsuelo del Alto de Sabine (Paleozoico Tardío), en donde se recuperaron un riolita porfídica y una toba (255 ± 15 Ma, Pérmico, Rb/Sr), Sobreyacidas por calizas de aguas someras Desmonesianas (Nicholas y Waddell, 1989). Mickus y Keller, (1992) sugieren con base en un modelo gravimétrico que el área del Alto es un arco o corteza continental de más de 30 km de espesor Sobre el Alto Sabine, la sal jurásica se adelgaza (casi 600m de los 1500 m de espesor original en la adyacente cuenca salina del Este de Texas), indicando que el Alto es tan antiguo o más que la parte tardía del Jurásico Medio (Nunn, 1990).

El terreno Wiggins en el Sur de Mississippi esta representado por el Alto Mesozoico Wiggins En general ésta formado por rocas metamórficas pre-Mesozóicas y plutónicas incluyendo filitas (~300 ma), granitos (260-290 ma), y gneiss (300-310 ma) (Thomas et al., 1989). Los mismos autores interpretaron esas edades radiométricas Pensilvánico-Pérmico como indicativas de enfriamiento post-metamórfico. Dicho evento térmico del Paleozoico, sin embargo, se encuentra separando el Terreno Wiggins del terreno Adyacente Suwannee (una área al Sur de sutura Suwannee-Wiggins), en donde no se ha reconocido metamorfismo de edad equivalente (Thomas et al., 1989). Estimaciones del espesor cortical bajo el Alto Wiggins dan 32 km, mientras que la corteza es de sólo 20 km bajo la cuenca salina Mississippi (Nunn et al., 1989).

Aunque la posición exacta de la zona de sutura entre Norteamérica, el arco inferido y los terrenos continentales no se conoce, aparentemente es de las mismas dimensiones que la extensión continental, relacionada a la apertura del Golfo de México, que tuvo lugar en una gran zona de rift, desarrollada en la placa superior del orogeno Ouachita. Como se mencionó anteriormente, a lo largo de la margen conjugada, la zona de transición desde la corteza continental relativamente estable de Yucatán hasta la corteza oceánica del Golfo de México es notablemente más estrecha, indicando una herencia tectónica diferente y un desarrollo

Mesozóico para esta margen fundamentalmente diferente (Marton y Buffler, 1993).

La Región de Florida Bahamas

La enorme área representada por la península de Florida, la plataforma sumergida del occidente de Florida (margen oriental del Golfo de México), la Meseta Blake (con pendiente al Atlántico Central), y el NW de las Bahamas (con escarpes hacia el Caribe y Atlántico Central) puede considerarse como un terreno alóctono acrecionado a Norteamérica durante la orogenia del Paleozoico Tardío. De manera similar al bloque de Yucatán, esta región sobrevivió la deformación extensional Mesozoica durante la apertura del sistema Golfo de México–Caribe–Atlántico Central y representa un fragmento litosférico inusualmente resistente (Marton y Buffler, 1994).

El Terreno Suwannee, se localiza al S de la sutura Suwannee-Wiggins, pudo haber sido parte de África (Wilson 1966) que fue dejada detrás durante el rompimiento de Pangea. Dallmeyer (1989a) señaló la conexión entre el orogéno Rokelide y el complejo metamórfico de alto grado St. Lucie en el Subsuelo de Florida, sugiriendo que las edades radiométricas representan un enfriamiento post-metamórfico después de la fase II del evento tectonotérmico Pan-Africano.

Esta conexión puede extenderse más al SE del Golfo de México, en donde los pozos 537 y 538A del DSDP cortaron rocas del basamento cristalino que dieron edades del Paleozoico Temprano muy similares (500 ma). Thomas et al. (1989) compilaron aún más rocas con afinidades Africanas incluyendo: a) El granito cámbrico (?) Osceola, b) La provincia volcánica félsica del Proterozoico Superior(?) al Cámbrico que infrayace gran parte del Terreno Suwannee, y c) Una secuencia de plataforma clástica, no metamorfoseada y tectónicamente intacta del Ordovícico Inferior al Devónico, la cual puede correlacionarse con sedimentos equivalentes en la Cuenca Bove de Guinea y Senegal.

El Terreno Suwannee ha sido interpretado en Thomas et al (1989) como parte de un prisma acrecional del supercontinente Gondwana, representado por un terreno de arco o tras arco del Paleozoico Tardío (rocas volcánicas félsicas), dicho arco debió estar realcionando a la Orogenia Pan-Africana (Metamórfico St Lucie y granito Osceola). Durante el periodo Cambro-Ordovícico al Devónico, este terreno se consolidó como una plataforma estable que fue acrecionada a Laurentia durante la Orogenia Herciniana/Aleganiana. La localización exacta de la sutura Laurentia-Gondwana está sujeta a debate en la literatura. Tauvers y Muehlbergerr (1987), sugirieron que la sutura podía visualizarse como una zona de traslape continental de ± 50 km, donde la placa africana sobreyace a la placa de Laurentia. En ese mismo trabajo se enfatiza la importancia de la repetida reactivación de fallas transformes durante la colisión y subsecuente extensión Mesozoica.

La zona de fracturas Bahamas, un importante lineamiento basal, ha sido postulada en muchos trabajos como la división de una gran área continental que infrayace la región geográfica de Florida–Bahamas–Meseta Blake y provincias del Sur. Klitgord y Popenoe (1984) da evidencia gravimétrica y magnética de una discontinuidad estructural a lo largo de la falla propuesta, la cual se piensa pueda ser una extensión de la zona de fracturas bien documentada del mismo nombre en el Sur del Atlántico central. La zona de fracturas Bahamas se ha interpretado que cruza la parte central de Florida, hasta cortar el sistema de grabenes Triásicos del Sur de Georgia, y extendiéndose hasta la zona de falla Pickens–Gilberttown–Pollard en el Norte. Klitgord y Popenoe (1984) y Pindell (1985) postularon un gran desplazamiento lateral izquierdo en el Triásico–Jurásico a lo largo de la zona de falla Bahamas, mientras que Christenson (1990) y Heatherington y Müller (1991) apoyaron la idea de que el desplazamiento a lo largo de la falla era esencialmente normal. Heatherington y Müller (1991) también concluyeron que las zonas de litósfera bajo las regiones Norte y Sur de Florida son similares en composición isotópica de Nd y que probablemente no difieran en edad, argumentando nuevamente la yuxtaposición de terrenos significativamente diferentes a lo largo de la zona de fracturas Bahamas. Desafortunadamente, no existe evidencia sísmica clara que pruebe o refute algún estilo de fallamiento en esta zona. Es claro, sin embargo, que la zona de fallas Bahamas representa el límite Norte de una extensión cortical significativa

con respecto a la apertura Mesozoica del Golfo de México y ésta se ha usado para marcar la transición entre el bloque continental sin extensión y la corteza transicional gruesa en el área (Sawyer et al., 1991; Buffler y Thomas, 1994). Extensas porciones elevadas de basamento y las cuencas entre éstas, similares al margen Norte del Golfo, caracterizan la topografía basal al Sur de la falla, mientras que el extenso arco peninsular domina la parte Norte de la zona de fallas Bahamas en Florida. Además, las diferencias en la estructura del basamento, y el extenso vulcanismo del Mesozoico Temprano confirman la creciente cantidad de extensión Mesozoica en esa área.

Rocas cristalinas y sedimentarias del Paleozoico Temprano-Medio (discutidas arriba), así como rocas ígneas del Paleozoico Tardío, ocurren también al sur de la zona de fallas Bahamas en el SW de Florida y bajo el W de la Plataforma de Florida. En el Arco Sarasota el pozo Tenneco 672 cortó una riolita porfídica Pensilvánica (Woods et al., 1991). En la misma área los pozos Charlott Harbor 672 y 265 recuperaron una riolita Ordovícica y un granito Cámbrico sobreyacido por una riolita, respectivamente (Christenson, 1990). Además, otros pozos en el Arco Sarasota penetraron granitos Ordovícicos (Bartok, 1993). El pozo Texaco 100-1 en el flanco noreste de la entrante de Tampa perforó una diabasa Jurásica y riolitas Mississípicas entre los 4958 y 5274 m de profundidad (Dobson, 1990).

Más al Sur en el NW del Banco Gran Bahamas, el pozo Great Issac 1 recuperó rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior que sobreyacen inconformablemente a rocas volcanoclásticas arkósicas rojas de edad triásica(?) y/o jurásico inferior(?) (Tator y Hatfield, 1975). Esta unidad es correlacionable con la parte superior de la Fm. Santa Rosa (miembro Siltepec) en Chiapas (Blair, 1986), en Yucatán, (Marshall, 1974) y en Florida, Georgia y Alabama (Chowns y Williams, 1983), como se discutió en el capítulo anterior. Jacobs (1977) afirma que no se puede obtener una edad real para los lechos rojos volcanogénicos basales en la zona de Gran Bahamas. No ha sido posible recuperar rocas basales en esta región, así que la naturaleza del basamento se ha mantenido en debate Uchupi et al. (1971) sugieren que sólo la parte NW de las Bahamas está infrayacida más o menos por corteza continental fragmentada del Paleozoico(?), mientras que los pequeños bancos remanentes en el Sureste están infrayacidos por corteza oceánica (?) joven. Consecuentemente el Sureste de Bahamas

no debe considerarse en reconstrucciones del Paleozoico Tardío (Marton y Buffler, 1994). Estos últimos autores, agruparon una serie de bloques y cuencas de gran tamaño en su modelo de reconstrucción, iniciando en la cuenca salina de Mississippi hasta el bloque NW de Bahamas. De esto se puede asumir que el área al Sur de la zona de fallas Bahamas se alargó de forma paralela a las líneas de flujo Atlánticas, dando como resultado las actuales cuencas y arcos. Dicho alargamiento implica un aumento en el desplazamiento hacia el Sur de la zona de fallas Bahamas durante la extensión

CAPITULO IV
GEOQUÍMICA

Geoquímica

En este trabajo se utilizaron un total de 49 muestras de las cuales 10 corresponden a Yucatán (5 graníticas y 5 volcánicas); 21 Florida-Georgia-Alabama (5 graníticas y 16 extrusivas); y 18 a Belice (14 graníticas y 4 extrusivas). De estas sólo las diez primeras se procesaron en el laboratorio y las restantes son el resultado de compilación bibliográfica para las zonas de correlación, definidas éstas con base a criterios paleogeográficos, geocronológicos, litológicos y estratigráficos. Así, en el caso de Yucatán, se dispone de datos de elementos mayores, trazas y tierras raras (tabla 1); para Belice 8 de las 18 disponibles sólo cuentan con elementos mayores, de las 10 restantes no están completas las tierras raras (apendice B); en cuanto a Florida-Georgia-Alabama, sólo se tienen datos de elementos mayores (apendice B).

Tabla 1
Clastos Graníticos

Elementos Mayores

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
U7-1	59.808	0.621	14.821	4.128	0.029	4.826	1.778	3.224	5.134	0.148	4.6
U7-5	67.375	0.331	12.708	3.002	0.025	3.758	2.53	4.556	2.039	0.024	4.05
U7-7	60.275	0.735	14.166	7.308	0.055	2.373	2.137	3.177	4.544	0.216	4.54
U7-9	51.828	1.621	14.821	9.288	0.122	4.362	6.292	2.377	3.66	0.404	4.44
U7-10	48.48	1.227	15.5	8.828	0.123	5.511	8.35	2.88	2.66	0.452	5.14

Elementos Traza

Muestra	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr
U7-1	8	13	12	92	18	9	60	40	66	280
U7-5	20	13	7	60	62	15	57	25	78	190
U7-7	3	3	12	45	61	7	87	46	381	99
U7-9	33	21	29	329	87	14	101	46	158	339
U7-10	41	28	30	273	36	14	94	33	411	637

Muestra	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th
U7-1	19	3	3.18	124	16	6
U7-5	0.5	8	3.31	129	14	14
U7-7	0.56	9	5.79	226	30	10
U7-9	0.25	4	4.13	161	30	3
U7-10	0.13	2	3.59	140	32	12

Tierras Raras

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
U7-1	13.14	29.5	4.18	16.9	3.9	1.3	4.2	0.6	3.3	0.69
U7-5	7.49	15.51	1.92	7.08	1.52	0.48	1.92	0.25	1.76	0.41
U7-7	1.85	5.1	0.74	3.3	0.89	0.33	1.5	0.19	1.4	0.32
U7-9	20.1	43.9	6.04	23.71	5.44	1.34	6.3	0.76	4.49	0.86
U7-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Muestra	Er	Tm	Yb	Lu
U7-1	1.8	0.26	0	0.28
U7-5	1.38	0.24	0	0.28
U7-7	1	0.16	0	0.18
U7-9	2.53	0.39	0	0.4
U7-10	0	0	0	0

U7-#: pozo UNAM 7- n° de muestra. Los elementos mayores están en %, los elementos trazas y tierras raras en ppm.

Rocas Extrusivas

Elementos Mayores

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
U7-2	56.438	0.92	15.485	6.32	0.013	4.131	3.244	3.172	2.03	0.035	7.72
U7-3	57.618	0.878	16.283	6.14	0.056	3.039	3.619	4.772	3.041	0.148	3.45
U7-4	47.9	2.12	14.9	10.6	0.156	8.38	6.26	1.5	3.18	0.3	4.52
U7-6	56.553	0.681	15.552	4.772	0.03	3.838	3.509	4.218	3.923	0.071	6.49
U7-8	47.285	0.98	12.182	6.437	0.123	8.417	8.396	3.168	1.235	0.117	11.29

Elementos Traza

Muestra	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th
U7-2	23	9	13	198	36	12	56	36	84	365	0.38	6	3.36	131	18	12
U7-3	11	6	15	131	23	11	47	28	68	411	0.13	2	2.54	99	21	7
U7-4	71	29	33	193	27	14	163	40	226	538	0.25	4	6.87	268	23	1
U7-6	30	11	11	95	53	9	35	39	33	257	0.19	3	3.38	132	16	11
U7-8	46	15	19	170	118	10	88	25	25	169	0.31	5	2.54	99	23	5

Tierras Raras

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
U7-2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
U7-3	7.23	17.3	2.3	9.4	2.3	1	2.8	0.5	3.3	0.8	2.4
U7-4	9.9	25.6	2.8	10.9	2.4	0.8	2.9	0.38	2.3	0.48	1.39
U7-6	5.1	13.1	1.8	7	1.6	0.5	1.8	0.23	1.6	0.39	1.25
U7-8	9.8	21.93	2.74	10.49	2.36	0.66	2.6	0.35	2.48	0.52	1.65

Muestra	Tm	Yb	Lu
U7-2	0	0	0
U7-3	0.43	0	0.46
U7-4	0.2	0	0.23
U7-6	0.21	0	0.24
U7-8	0.3	0	0.29

U7-#: pozo UNAM 7- n° de muestra. Los elementos mayores estan en %, los elementos trazas y tierras raras en ppm.

Las 10 muestras de Yucatán son clastos graníticos (granodiorita, cuarzodiorita o tonalita y granitos) y volcániclasticos provenientes de las unidades basales de la península de Yucatán, recuperados de la brecha del cráter Chicxulub (Sharpton et al., 1992), concretamente procedentes del pozo UNAM 7 ubicado al SW del Puerto de Chicxulub. El intervalo de perforación donde se localizaron los clastos de interés va de los 226.99 a 341.83 m (fig. 3), del total de fragmentos recuperados (23), se seleccionaron aquellos que eran mayores de un centímetro y cuya alteración aparente no fuera tan intensa, con dichos fragmentos se realizaron los análisis, las litologías encontradas van desde litarenitas volcánicas y/o volcániclasticas (tobas) hasta granitos (tabla 2).

Metodología

Una vez extraídos mecánicamente los clastos del basamento, se realizaron un total de 27 secciones delgadas para petrografía con el fin de conocer la naturaleza de las muestras (sedimentaria, ígnea o metamórfica, mineralogía, etc.) y determinar el grado de alteración presente en éstas, así como las relaciones texturales. Posteriormente, se procedió a una segunda selección de especímenes que serían preparados para fluorescencia de rayos X. Una vez obtenidos los resultados se llevó a cabo la interpretación haciendo uso de gráficos convencionales de afinidades tectónicas y composicionales, además del marco geológico y tectónico ya descritos. Una vez hecho lo anterior, se establecieron correlaciones considerando el comportamiento exhibido en los diagramas ya mencionados, con muestras de algunas áreas de interés ya descritas en el texto con las cuales pudiera existir alguna afinidad además de correspondencia geocronológica, estructural y paleogeográfica.

Tabla 2

Muestra	Diámetro Aprox. (cm)	Profundidad (m)	Textura	Clasificación CIPW
U7-1	5	229.03	Granítica	Qz monzonita
U7-2	3	231.47	clastica volcánica	Andesita basáltica
U7-3	5	243.18	clastica volcánica	Andesita
U7-4	3	257.38	clastica volcánica	Toleita de ol.
U7-5	5	261.50	Granítica	Granodiorita
U7-6	4	262.44	Clástica volcánica	Andesita basáltica
U7-7	7	265.39	Granítica	Qz monzonita
U7-8	3	289.80	Clastica volcánica	Toleita de ol.
U7-9	4	306.14	Granítica	monzonita
U7-10	3	341.80	Granítica	monzodiorita

Preparación de las Muestras

Después de seleccionar cuidadosamente los clastos, se tuvo la necesidad de quitar perfectamente la matriz de los mismos, para evitar en la medida de lo posible contaminación alguna. Una vez hecho esto se procedió a moler las muestras por separado, tomando las precauciones necesarias para no contaminar las muestras, obteniendo así el polvo necesario, dado el tamaño y características de las muestras, el procedimiento requirió más tiempo de lo normal debido a que no se contaba en el laboratorio con un molino apropiado para triturar material en bajas cantidades hasta 200 mallas.

Como un primer paso se utilizó un mortero de hierro el cual funciona basado en percusión (teniendo cuidado de evitar el contacto directo con el mortero, las muestras se envolvieron en papel, material que no representaba riesgo de contaminación) y con el que se obtuvo partículas de tamaños menores a los 5 mm; Posteriormente se utilizó una quebradora tipo Harker que funciona también por percusión y que es de uso manual, posteriormente se llevó la muestra a un mortero de porcelana y en una última etapa se utilizó un mortero de

ágata dejando la muestra completamente pulverizada (aproximadamente 200 mallas). Posterior a la molienda se secaron las muestras en una mufla para poder comenzar el tratado de las mismas.

La preparación de las muestras se llevó a cabo mediante dos procedimientos separados: uno es el de muestras fundidas para la determinación de los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) y el otro es el de muestras prensadas para elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb). A continuación se describen los dos procedimientos.

Muestras fundidas.

Esta preparación consistió en la fusión de 0.8 gramos de muestra y 7.2 gramos de fundente constituido por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 granular, grado puro, en relación 1:1. La naturaleza granular, por su mayor densidad, favorece el llenado de los crisoles y evita pérdidas en el enfriamiento. La fusión se llevo a cabo en crisoles de una aleación de Platino y Oro (Pt:Au, 95:5), bajo un procedimiento programado que controla el calentamiento en un periodo total de 10 minutos aproximadamente. Se utilizó bromuro de litio (LiBr), en solución acuosa y con una concentración de 250 g/l, como un agente no mojante. La relación muestra fundente (1:9, dilución al 10% de la muestra), se seleccionó con base en pruebas, de tal manera que muestras con composiciones extremas de SiO_2 , Al_2O_3 y MgO fueran fundidas y enfriadas, obteniéndose perlas de vidrio apropiadas para su medida.

Muestras prensadas.

Para la preparación de prensado, primeramente se utiliza una balanza analítica en la que se pesan 5 gramos de cada una de las muestras con 0.5 gramos de aglutinante constituido por cera Wax-C micropolvo de Hoechst (Verma Surendra, 1993). Una vez que se encuentra prensada la muestra, se colocó en un mortero de ágata para lograr una mezcla homogénea; enseguida la muestra se llevó a una prensa automática GRASEBY-SPECAC, modelo T-40 autopress, compactando a una presión de 30 toneladas/cm² y con un tiempo de sujeción de 30 segundos que es lo recomendado para todo tipo de muestras.

Una vez que se dispuso de las muestras fundidas y prensadas, se llevaron al portamuestras del espectrómetro de FRX (FRX SIEMENS, modelo SRS 3000 con tubo anticátodo de Rodio) en Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, y se midieron.

Petrografía

De las 10 muestras utilizadas en FRX se realizó la petrografía encontrando que todas son de naturaleza ígnea, 5 son graníticas y las 5 restantes volcánicas (tabla 1).

Las rocas volcánicas, exhiben algún grado de redondeamiento en los clastos, siendo por lo tanto muy poco el transporte sufrido, además la mayor parte de los clastos muestran una textura que va desde afanítica hasta traquítica de grano fino, los pocos cristales aislados que se observan son feldespatos potásicos parcialmente alterados a sericita y exhiben texturas poikilíticas con intercrecimientos de ferromagnesianos, los otros cristales más abundantes son de cuarzo, un rasgo distintivo de estos es la abundancia de rasgos planares de deformación, evidenciando así que estuvieron sometidos a un evento de impacto meteorítico, aunque algo raro es que sólo son estos y ningún otro mineral los que presentan este rasgo. En cuanto a la matriz, es extremadamente poca y dada su naturaleza, así como la de los clastos hacen difícil su cuantificación pudiendo en ocasiones ser preferible denominarlas tobas. Cabe destacar que la calidad de las laminas elaboradas deja mucho que desear, pero no ha sido posible mejorarlas sin el uso de técnicas especiales, que por el momento no son accesibles. Así, la clasificación y composición de las mismas tiene como base en gran medida el uso de los elementos mayores y trazas obtenidos (tabla 1 y fig. 6).

En el caso de las rocas graníticas, cuya clasificación también se muestra en la tabla 1, la mineralogía predominante es plagioclasa maclada, feldespatos K y cuarzo, en menor proporción: El feldespato, presenta alteración de moderada a fuerte de clorita y sericitica, lo que hizo prácticamente imposible su identificación, la presencia de muscovita y hornblenda denotan la afinidad química de estas rocas.

A pesar del hecho de estar alteradas, un gráfico (fig 7) de elementos mayores diseñado para determinar el grado de alteración en rocas graníticas, demuestra que el grado de remobilización de elementos mayores no fue tan intenso, esto probablemente debido a que la alteración exhibida esté únicamente relacionada con el evento de impacto, y dada su velocidad no haya permitido una afectación mayor, es decir que una parte considerable de lo que se observe como arcilla, sea en realidad el mismo mineral que la presenta pero triturado a un tamaño muy pequeño, aunque esto no fue posible confirmarlo, pero de acuerdo al trabajo de Boslough, (1991), este grado de afectación física es una de las características que exhiben los materiales sometidos a presiones dinámicas extremas.

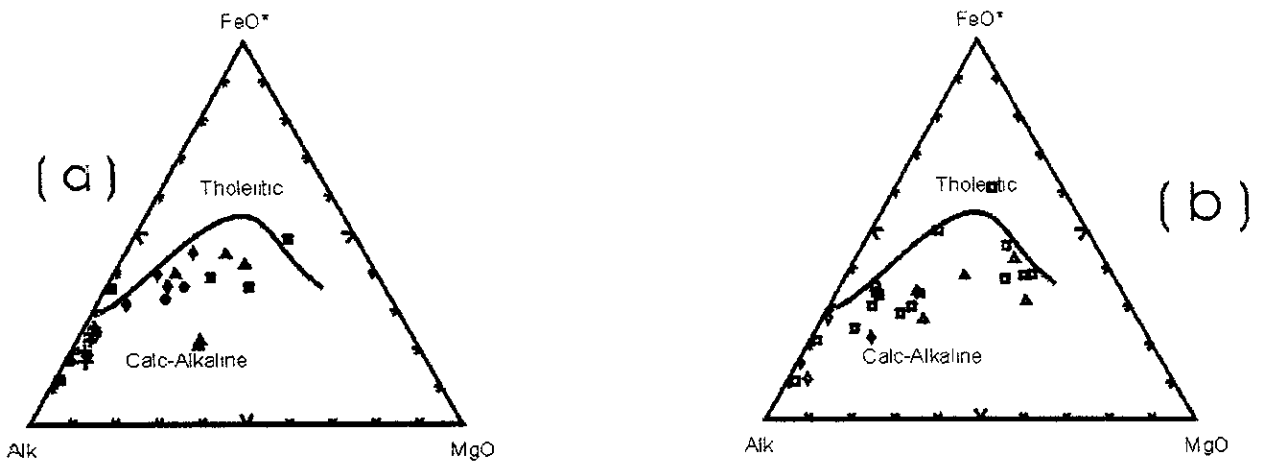


Fig. 6. Clasificación geoquímica composicional para rocas graníticas, (a): Yucatán ▲, Florida ■, Belice ● ◆ +. Ígneas extrusivas (b): Yucatán Δ, Florida □, Belice ◇. Diagramas de Irvine y Baragar (1971).

Resultados e Interpretación

Los resultados obtenidos del análisis de las 10 muestras del pozo UNAM 7, se separaron para su estudio de acuerdo a la naturaleza de dichas muestras en graníticas y volcánicas. Las primeras se compararán con rocas de la misma naturaleza de las localidades elegidas para correlacionar de acuerdo con las características definidas antes.

Rocas Graníticas:

De acuerdo con los resultados de la petrografía se encontró que estas rocas son granodioritas, cuarzodioritas o tonalitas y granitos, aunque dado el tamaño de los clastos se complementó la petrografía con determinaciones normativas (CIPW). Los rangos de SiO_2 son de 48.5-67.4 %, 57-76.8 % y 63.3-75.8 % para Yucatán, Florida y Belice respectivamente, de acuerdo con Irvine y Baragar (1971) estos rangos indican una composición subalcalina que va de intermedia a ácida con $\text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O}$, lo que es consistente con las determinaciones petrográficas.

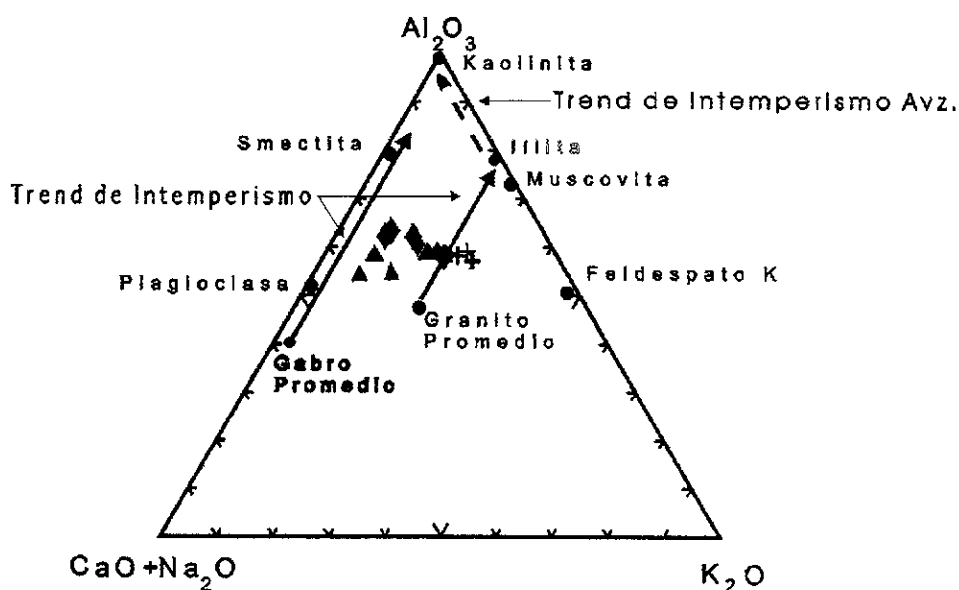


Fig. 7 Diagrama de intemperismo y/o alteración para rocas graníticas que muestra la moderada alteración que exhiben las rocas de Yucatán ▲, Belice ◆ +. Diagrama de Nesbitt y Young (1984, 1989).

Haciendo uso de los datos obtenidos en el laboratorio y de la compilación bibliográfica, se obtuvieron gráficos del tipo Harker (fig. 8) para elementos mayores y trazas, a partir de los cuales se observan tendencias lineales de pendiente negativa poco pronunciadas y bien definidas para: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 y MgO , tendencias menos marcadas pero reconocibles en MnO , P_2O_5 y CaO ; no así para K_2O y Na_2O en los cuales la dispersión es grande (fig. 8 a, b y c).

En el caso de los elementos traza (sólo se dispone de datos para Yucatán y Belice), al igual que con los elementos mayores, se graficaron contra SiO_2 . A partir de estos gráficos se destacó la separación en dos grupos muy claros, por un lado el correspondiente al leucogranito de biotita Lgb (Jackson et al. 1995) con un mayor y más constante contenido de sílice (74.13–75.8 %), pero cuya variación en el contenido de elementos traza es mayor que el segundo grupo (Lgm), este último si bien es cierto que presenta un rango mayor de sílice (48.48–73.92 %), también lo es el hecho de que comprende cuatro tipos litológicos principales tonalitas, granodioritas, granitos y monzonitas. En cuanto a las muestras de Yucatán, el grado y tipo de alteración que presentan, ocasiona entre otras cosas como se discutirá más adelante pérdidas de SiO_2 . Algunos de los elementos traza que exhiben comportamientos más constantes y con base en su potencial iónico se graficaron entre sí (Th, Y, Hf, Nb, Zr), patentando el hecho de que existe una relación marcada entre las rocas del segundo grupo y destacando una marcada diferencia entre el primer y segundo grupo; Algunos de estos gráficos se presentan en la fig. 9. Considerando ahora los álcalis totales, se utilizó un gráfico de éstos contra $\text{Y} + \text{Th} + \text{Nb}$ el resultado evidencia la afinidad ya mencionada antes y manifiesta la naturaleza dispar entre los dos grupos. Como puede verse en la fig. 10, la separación está dada por las variaciones en estos elementos traza, es decir que las diferencias se deben a su carácter petrogenético, y no a la historia post emplazamiento de los cuerpos plutónicos. De acuerdo con los diagramas de Taylor y McLennan (1985), las firmas de las rocas en ambas localidades son exactamente las mismas al normalizar con condrita y manto primitivo, salvo para algunos elementos traza que son de mayor movilidad (fig. 11).

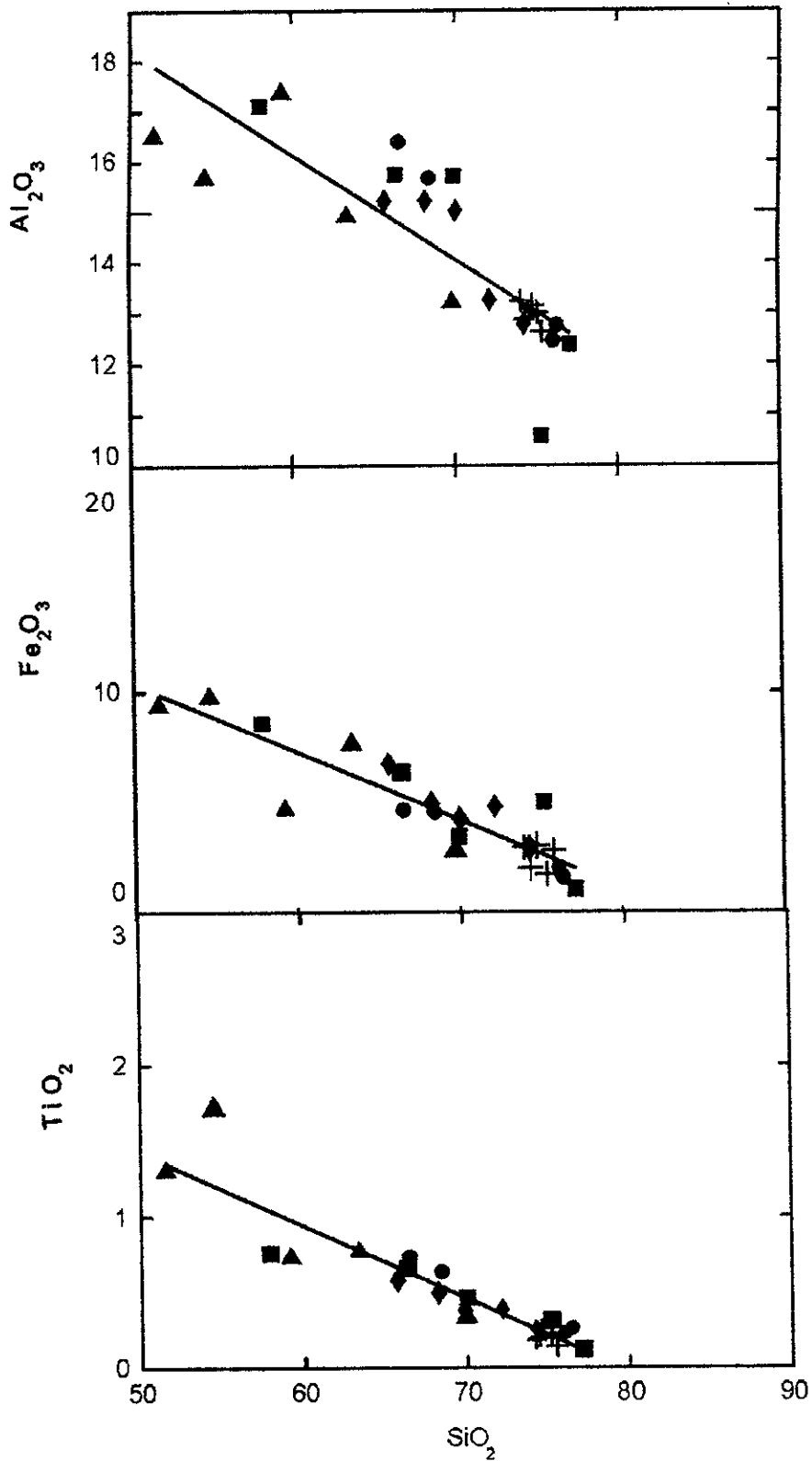


Fig. 8 Diagramas de Harker, que muestran la concentración de los óxidos mayores con respecto a SiO₂ en las muestras de Yucatán (▲); Belice (Lgm: ◆ y ●, Lgb: ✚); Florida, Georgia y Alabama (■); así como las relaciones y afinidades entre las muestras.

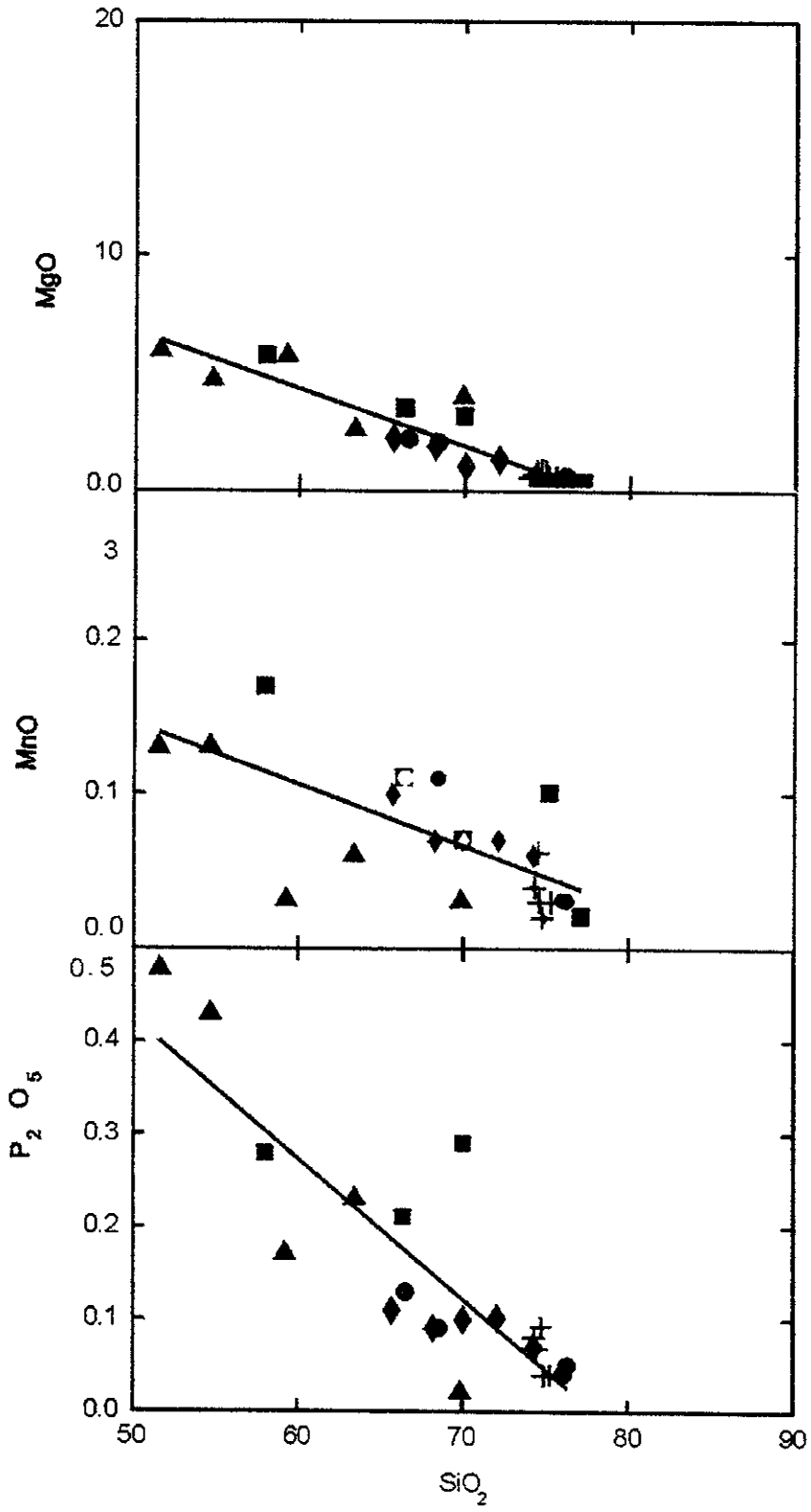


Fig. 8b

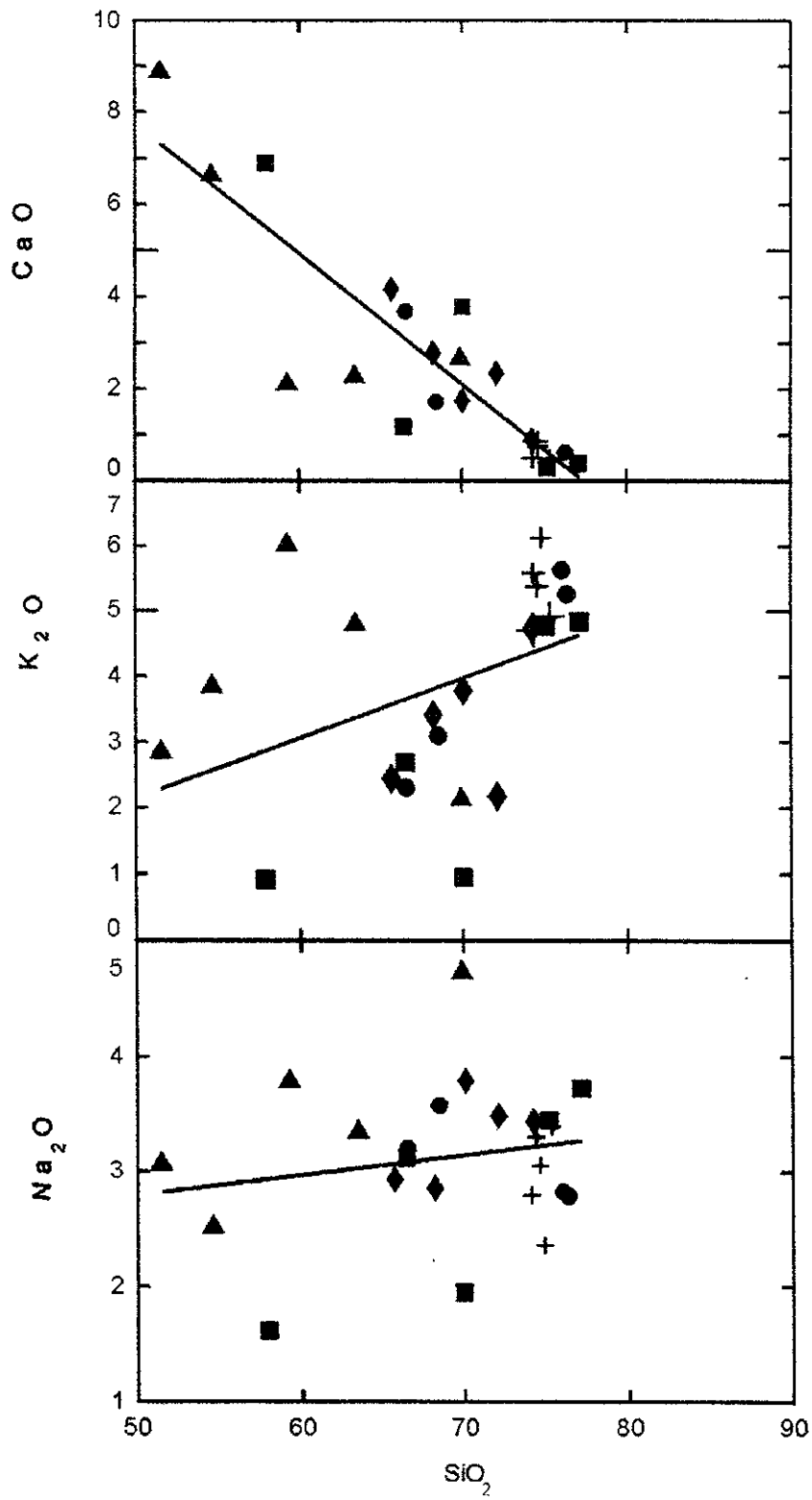


Fig. 8c

Una de las principales consecuencias surgidas del análisis e interpretación de los elementos mayores y traza, fue el establecer que las muestras de Yucatán y las correspondientes al segundo grupo de Belice (Mountain Pine Ridge) (Lgm), exhiben una estrecha afinidad en el comportamiento de estos elementos. Por lo que una comparación de tierras raras (REE) entre estos se llevó a cabo, con miras a fortalecer la hipótesis de que dichas muestras corresponden a la misma suite plutónica. Así, se observó que las muestras de Yucatán, presentan un contenido menor de tierras raras totales (16.96–116.26 ppm) que las provenientes de Belice (73.11–144.09 ppm) (apéndice B). La relación $(La/Lu)^*$ que nos da una aproximación de la pendiente para cada una de las firmas y que hace referencia al enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) con respecto de las pesadas (HREE) es coincidente únicamente para tres de las cuatro muestras de Yucatán (1.06–5.22) analizadas con aquellas de Belice (5.23–17.9). Si bien es cierto que la diferencia en pendiente no es muy fuerte (fig. 12) y que en consecuencia el enriquecimiento de LREE con respecto de HREE es muy similar para ambos grupos de muestras, también lo es el hecho de que en el caso de Yucatán, la presencia de alteraciones post impacto, provocaron la disminución general de REE, así como la movilización de SiO_2 , lo que nos lleva a la siguiente cuestión: qué tipo de modificaciones se produjeron como consecuencia del evento de impacto? Cuáles después de dicho evento? Y cómo pueden identificarse? Pues bien, otro parámetro modificado, es la anomalía de europio, si partimos del hecho que la hipótesis planteada es correcta, la pérdida casi total de la anomalía ($Eu/Eu^* = 0.67–0.98$, lo que indica una anomalía negativa muy pequeña) (Taylor, 1988) en las muestras de Yucatán se debe precisamente a la alteración post impacto. De acuerdo con Nesbitt y Young (1984, 1989), el grado de alteración no es muy fuerte, ya que las muestras se ubican muy cerca del sitio designado para un granito sin alteración y entre el sitio de la plagioclasa, feldespato-k y muscovita (fig. 7). Considerando ahora el trabajo de Alderton et al., 1980, la alteración puede definirse como cloritización y sericitización en menor proporción, ambos tipos coincidentes con las alteraciones hidrotermales post-impacto descritas en la literatura (ej. Allen et al., 1982; Sharpton et al., 1992, Schuraytz y Sharpton., 1993; Masaitis et al., 1993 y Naumov et al., 1993). Un tipo de alteración adicional puede considerarse la fenitización (metasomatismo peralcalino) que ocasiona principalmente la remobilización de SiO_2 , LREE

y la aparición de una anomalía de Gd (Humphries, 1984), que puede verse en la fig 12, aunque esta última es mas frecuentemente asociada a errores de tipo analítico. En términos de movilización, las REE pueden sufrir pérdidas o ganancias durante cualquier proceso de alteración o intemperismo, debido principalmente a los siguientes factores (Humphries, 1984):

- 1) Abundancia de REE en la roca sana, su distribución y sitios de concentración en las diferentes fases minerales dentro de la roca, y la estabilidad relativa de la fases minerales con respecto al fluido al involucrado.
- 2) La concentración de REE en el fluido, el comportamiento de partición de las REE de las fases minerales y el fluido, y la capacidad del fluido para transportar a las REE fuera del sistema.
- 3) La capacidad de los minerales secundarios formados durante las reacciones para asimilar las REE liberadas de los minerales originales

La movilidad de los elementos puede ser ampliamente cuantificada en términos de su potencial iónico, que no es otra cosa que el cociente de la carga en unidades de valencia con respecto del radio. Los elementos con potencial iónico intermedio son relativamente menos móviles que los elementos con potenciales mayores o menores. Así, los potenciales de HFSE (high field strength elements) y REE son mayores que aquellos de los elementos alcalinos y alcalinotérreos, y menores de los no metales (Kerrick y Wyman, 1996). En un gran número de trabajos, se considera que los HFSE comúnmente son menos sensibles a procesos secundarios y además menos móviles (Muecke et al., 1979; Campbell et al., 1984; MacLean Kranidiotis, 1987 y Leshner et al., 1991). Sin embargo, la movilidad relativa o inmovilidad de los HFSE durante procesos secundarios ha sido discutida por varios autores (Pearce, 1983 y las ahí citadas). Pero existe el consenso de que Th, Nb, Ta, Zr, Hf y Ti son menos móviles que las LREE, y que su resistencia a cualquier perturbación es comparable con las HREE bajo condiciones de bajos a medios cocientes fluido/roca durante alteración hidrotermal del piso oceánico o metamorfismo regional de bajo grado (Humphries, 1984).

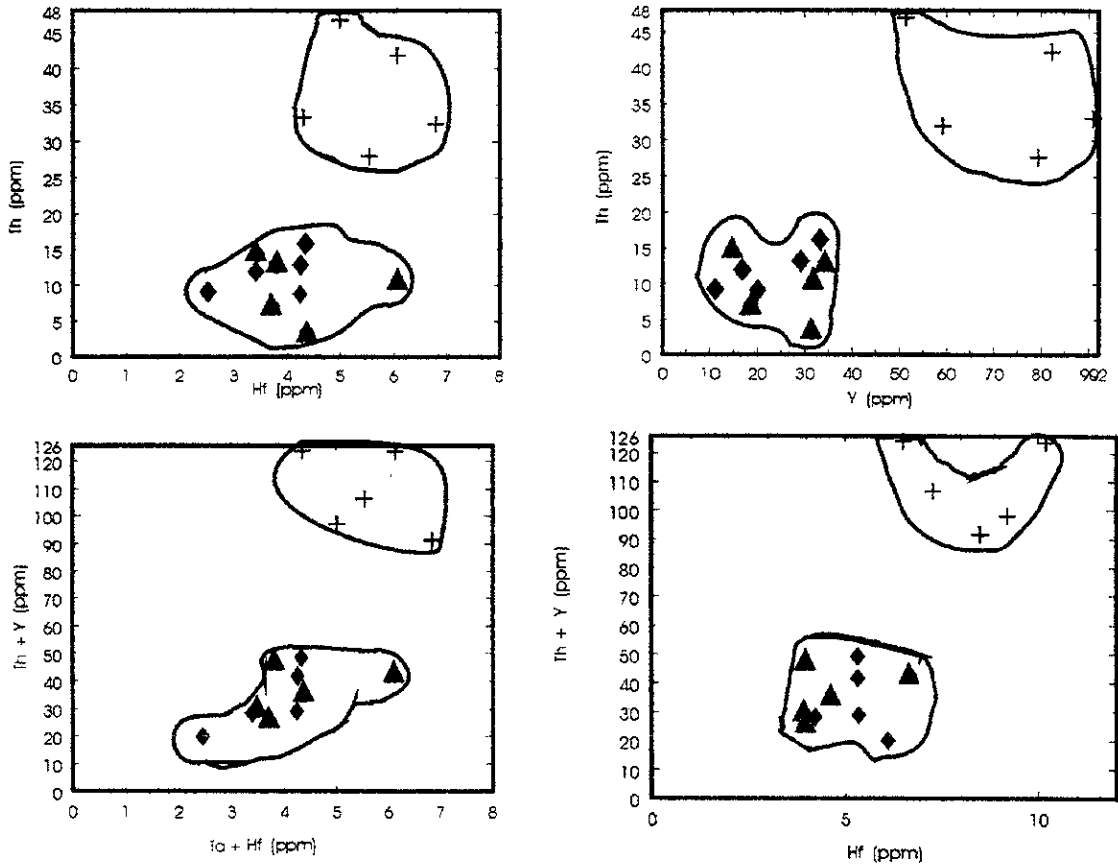


Fig. 9 Diagramas, que muestran la estrecha relación entre las rocas de Yucatán: ▲ (granito, granodiorita y tonalita) y un grupo de las muestras de Belice ◆ (Lgm) (leuco granito de muscovita, granodiorita y tonalita), claramente separadas del Lecogranito de Biotita ✚ (Lgb).

Así, de las REE, pueden ser más sensibles las LREE a la alteración hidrotermal, aunque este parece ser el caso sólo bajo condiciones de cocientes (agua/roca) grandes (Humphries, 1984). o debido a la alteración de carbonatos. Ce y Eu, con múltiples estados de oxidación son excepciones; el Ce exhibe marcados empobrecimientos o enriquecimientos durante intemperismo oxidante, y el Eu puede empobrecerse durante la oxidación y enriquecerse en dominios reductores de los sistemas hidrotermales submarinos (Humphries, 1984; Valsami y Cann, 1992). Bajo condiciones de intenso intemperismo tropical, todas las REE pueden ser móviles (Price et al., 1991).

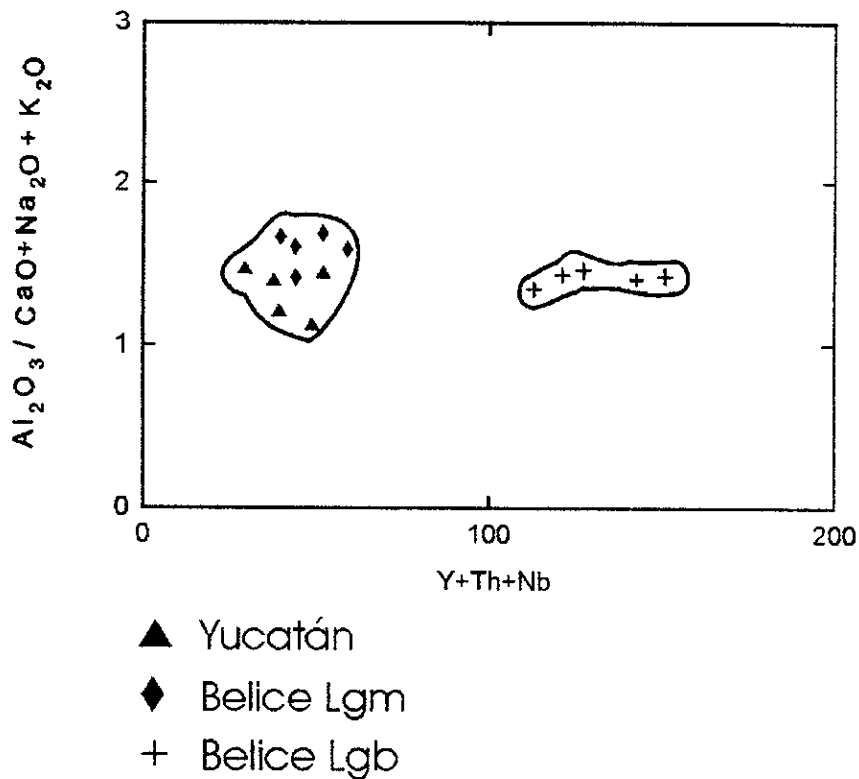


Fig. 10 El comportamiento de los álcalis totales con respecto de elementos traza refractarios y de menor movilidad. Indican que las variaciones de elementos observadas, están relacionadas a procesos petrogenéticos y no a alteración.

En general, las REE y los HFSE son conservados geoquímicamente en la roca bajo condiciones de alteración hidrotermal de piso oceánico y metamorfismo en facies de esquistos verdes. No obstante el número significativo de estudios que indica la movilidad especialmente de LREE, es posible en algunos ambientes donde una intensa interacción fluido/roca tenga lugar (Humphries, 1984).

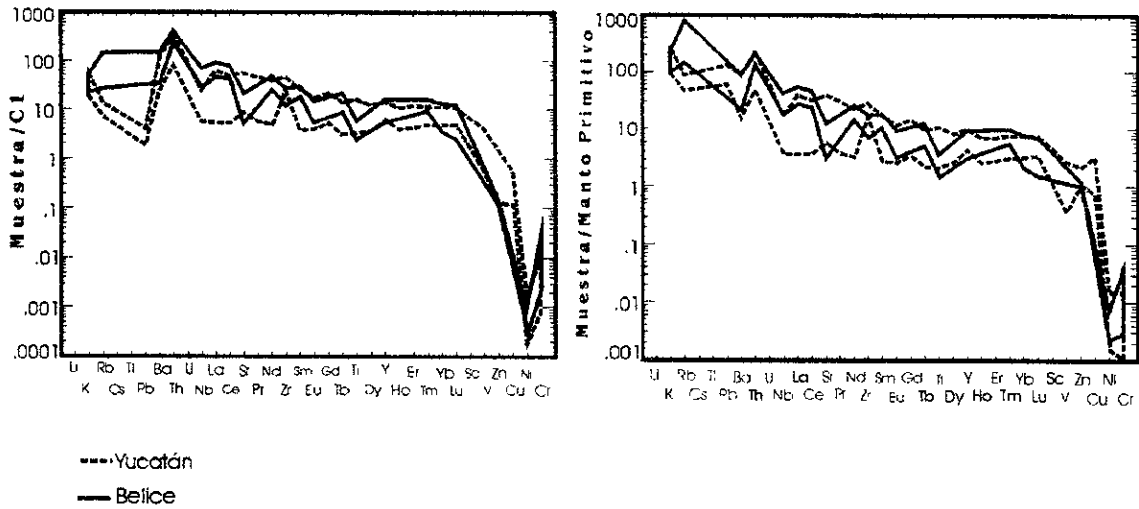


Fig. 11 Diagramas de Araña en los que se compara la firmas de elementos traza para rocas graníticas de Belice (granito, granodiorita, y tonalita); y Yucatán (granito, granodiorita, y tonalita). Las diferencias entre las firmas, se tiene precisamente en aquellos elementos con mayor movilidad

Todos los factores comentados arriba, se encuentran presentes actuando en mayor o menor grado en un escenario como el que a continuación se describe: Una vez que tiene lugar el evento del Cretácico–Terciario, que dio lugar a un cráter de enormes dimensiones con profundidad de 3-4 kilómetros y diámetro de 300 kilómetros, a la base de esta estructura una porción no cuantificada de roca fundida sobreyacía al basamento fuertemente fracturado. Dado que en el tiempo en que tuvo lugar el impacto, la zona se encontraba cubierta por el mar, el regreso del agua de mar a la depresión recién formada dio origen a un sistema hidrotermal, en el cual la roca fundida constituía el motor de dicho sistema. La circulación del fluido se dio a través del material triturado que había sido expulsado a la atmósfera durante el impacto (brecha) y que cubría a la roca fundida. De acuerdo con la composición de la secuencia estratigráfica pre impacto (evaporítica/calcareá) el fluido circulante se enriqueció en álcalis totales dando lugar a una serie de procesos de alteración que ya se describieron previamente y que debieron ocurrir en el siguiente orden:

- ❖ Fenitización: remobilización de SiO_2 e incremento de LREE y abruptas caídas en el intervalo Nd - Eu, probable aparición de anomalía de Gd (Anderson y Burnham, 1967). Otros elementos son introducidos al sistema, el Al es el más abundante, seguido de Na, Mg, K y Fe.

Cantidades menores de Ti, Mn y P son añadidas también; el Ca se introduce de manera variable (Woolley et al , 1972).

- ❖ Cloritización: disminución de REE totales aunque en mayor medida de LREE, sustitución de feldespatos por clorita

- ❖ Sericitización. Alteración de feldespatos y biotita, pérdidas de Eu.

La combinación de los varios procesos de alteración, provocó la pérdida total de la anomalía de europio y dio como resultado las características descritas más arriba en las firmas de REE para las muestras de Yucatán. Las muestras de Belice se considera que no están alteradas o menos que las de Yucatán, ya que fueron tomadas de afloramientos sanos (Jackson et al., 1995), por lo que una comparación de las firmas de REE entre Belice y Yucatán, no sólo resulta válida, sino que permite identificar de manera cualitativa que elementos de las REE se vieron mayormente removilizados. Por lo anterior y las consideraciones hechas en el trabajo las afinidades geoquímicas y las relaciones espacio-temporales permiten proponer la continuación de las rocas que forman las Montañas Mayas (complejo metamórfico, plutones que lo intrusionan y sedimentos que le sobreyacen, Fm. Santa Rosa) a cuando menos el centro y norte de la Península de Yucatán.

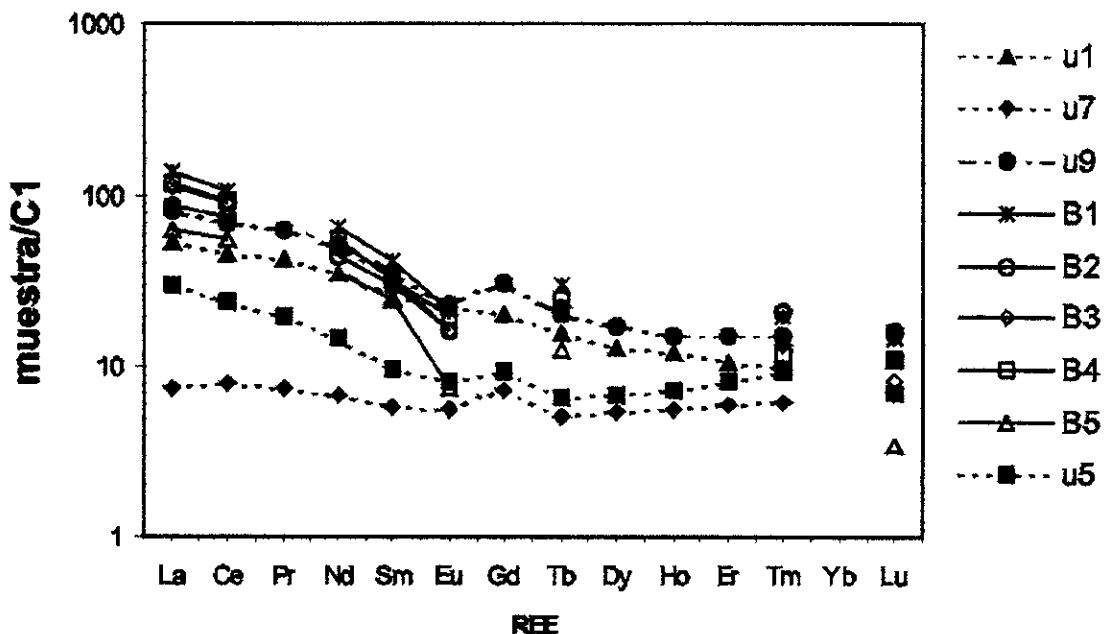
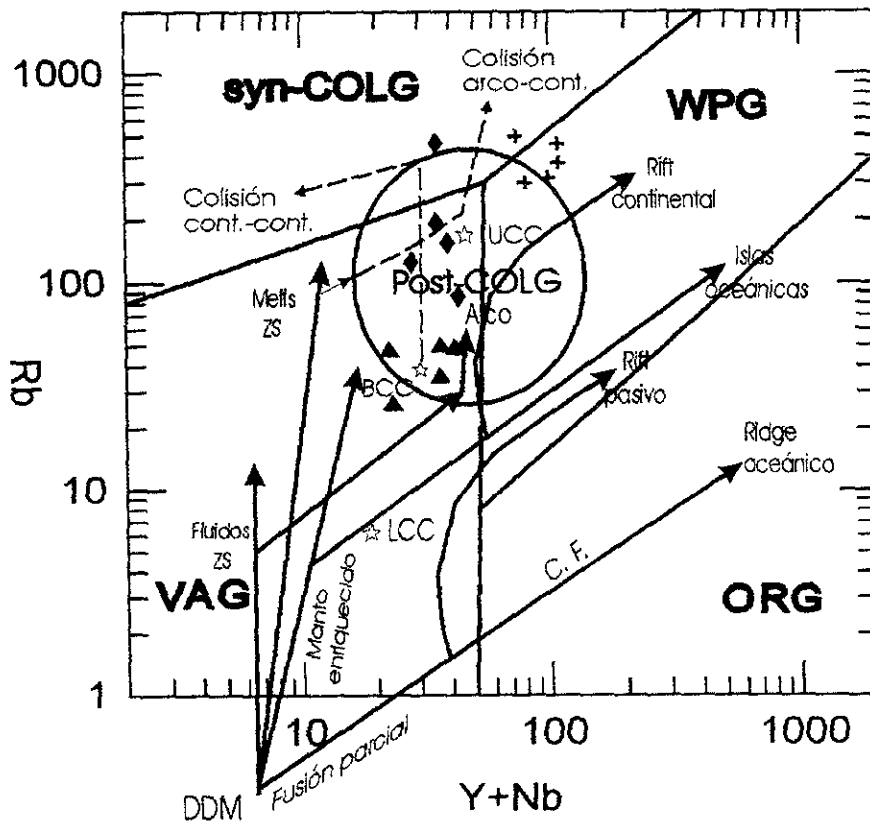


Fig. 12 Firmas de tierras raras para Yucatán y Belice (Lgm) Aún cuando se trata del mismo tipo de rocas (granito, granodiorita y tonalita) en ambos casos, es marcada la diferencia en algunos elementos, sobre todo tierras raras ligeras, esta y otras características son atribuidas a procesos de alteración y se discuten en el texto.

El ambiente tectónico de emplazamiento de los cuerpos plutónicos que conforman parte del basamento, puede ser inferido a partir de los trabajos de Pearce et al. (1984); Thiéblemont y Téguy (1994) y Pearce (1996). De acuerdo con Pearce et al. (1984), el uso de diagramas que confrontan los siguientes pares de elementos: Ta vs. Yb, Rb vs. Yb + Ta, Rb vs. Y + Nb, Nb vs. Y, permite distinguir entre granitos de intraplaca (WPG), cresta oceánica (ORG), sin-colisionales (Syn-Colg.) y arco volcánico (VAG). En todos estos diagramas, las muestras de Yucatán, ocupan el sitio correspondiente a granitos de arco volcánico junto con el grupo de muestras de Belice para las cuales se demostró afinidad geoquímica (Mountain Pine Ridge), salvo por una muestra de este grupo, que grafica en el campo de los granitos sin-colisionales (ej. fig 13). Como se comentó anteriormente, la naturaleza geoquímica de todas las rocas involucradas en el trabajo es de tipo calco-alcalina (fig. 6), esta serie magmática se asocia invariablemente a subducción. Soportando este hecho, se tiene que, de acuerdo a Wood (1980), las muestras pertenecen al campo de basaltos de margen activa y sus diferenciados en los dos diagramas triangulares formados por: $Th-Hf/3-Nb/16$ y $Th-Zr/117-Nb/16$. En Thiéblemont y Téguy (1994), se pretende diferenciar entre los tipos de colisión, mediante el uso de gráficos $(Nb/Zr)_n$ vs. Zr. Pero al

utilizar dicho diagrama con las muestras disponibles, resulta muy difuso y no es posible diferenciar entre los campos de márgenes continentales, colisión continente–continente de tipo calco–alcalina e hiper–alcalina; y colisión arco–continente. Así, retomando el trabajo de Pearce (1996), en el que se presenta una nueva versión de su diagrama Rb vs Y + Nb que incluye patrones petrogenéticos y un nuevo campo que abarca a los granitos de tipo post–colisional, en el que quedan incluidas algunas de las muestras de Belice y Yucatán. En la figura 13 se observan granitos de arco volcánico, post–colisionales y sin–colisionales. Con las salvedades del caso, el conjunto de muestras geoquímicamente afines (Yucatán, Mountain Pine Ridge) graficadas permiten establecer claramente una secuencia de emplazamientos plutónicos relacionadas a colisión. En este punto resulta importante destacar que por las edades reportadas el evento de colisión tuvo lugar hace 418 Ma aproximadamente (Silúrico Tardío) ubicándonos en un intervalo de tiempo comprendido entre los eventos orogénicos Tacónico y Acadiano, definidos estos para los Apalaches. Si recordamos del capítulo de tectónica que la colisión de Laurentia contra Gondwana (cierre del Tetis) es de Edad Aleganiana, así el emplazamiento de los cuerpos graníticos en el bloque de Yucatán, no puede estar relacionado con este evento y tampoco con la apertura del sistema Gofu de México–Atlántico–Caribe que es Triásico–Jurásico. Por lo tanto, podemos decir que en el Paleozoico Medio e Inferior, tenía lugar la acreción de terrenos a Gondwana.



▲ Yucatán ◆ Belice Lgm + Belice LgB

Fig. 13 Ambientes tectónicos de acuerdo a Pearce (1996). De la ubicación de las muestras para las rocas geoquímicamente afines de Yucatán y Belice (Lgm), se puede establecer la secuencia granitos de arco volcánico, post-colisionales, sin-colisionales.

Rocas Volcanoclásticas:

En cuanto a las muestras volcanoclásticas, su carácter geoquímico es también calcoalcalino (fig. 6) y, de acuerdo con la clasificación textural de McPhie, Doyle y Allen (1993) para rocas volcanoclásticas, corresponderían con volcanoclásticas sin-eruptivas resedimentadas y/o volcanogénicas, así que de donde se derivaron? En este punto se hizo necesario utilizar otras herramientas, así que los diagramas de procedencia para rocas sedimentarias clásticas de Bhatia (1983) y Roser et al. (1988), arrojaron nuevamente que una margen activa estuvo involucrada en la génesis de estas rocas.

En conclusión, las muestras provenientes del pozo U7, son el resultado de un evento orogénico como se resume en la gráfica de la figura 13, que indica que se trata de rocas ígneas relacionadas a una margen destructiva. Las edades para las unidades involucradas tanto de Florida-Georgia-Alabama, Belice y Yucatán, apuntan inequívocamente a un evento orogénico ocurrido en la parte baja del Paleozoico Medio, originado por la acreción de terrenos a Gondwana.

CAPITULO V
CONCLUSIONES

Conclusiones

El uso de los clastos obtenidos de la brecha de impacto Chicxulub, permito establecer la naturaleza litológica y geoquímica del basamento en la península de Yucatán. Tomando como referencia el modelo más detallado de evolución tectónica Golfo de México, se demostró que existe una estrecha relación espacio-temporal y aun geoquímica entre las unidades basales de las regiones del Circum-Golfo, considerando unidades basales como aquellas rocas que infrayacen a la secuencia evaporítica-calcárea, sean estas cristalinas o no y además de edad Paleozoica.

Al establecer la afinidad geoquímica y estratigráfica entre las unidades de las Montañas Mayas y las muestras del pozo UNAM 7, se propone la continuación del Batolito de Mountain Pine Ridge hasta el N de la península. Tomando además en cuenta los reportes de rocas cristalinas de edad similar en perforaciones de localidades dispersas en la península, de tal manera que dichas rocas cristalinas (granítico-metamórficas) y la Fm. Santa Rosa seguida en orden estratigráfico, conforman el basamento del Bloque de Yucatán. Estos dos conjuntos litológicos muestran unidades correlativas como ya se vio en Florida, Georgia y Alabama, así como el área del límite occidental del Golfo.

Dado que no se recuperaron clastos con las características de la Fm. Todos Santos, y que de acuerdo a las descripciones en los reportes de los pozos de PEMEX, para las rocas clásticas recuperadas, dichas descripciones pueden asignarse al miembro superior de la Fm Santa Rosa. Proponiendose que en la parte norte de la Península no existe la formación Todos Santos, correspondiendo los clastos recuperados a la parte superior de la formación Santa Rosa.

En cuanto a la afinidad tectónica de las muestras de Yucatán y en general de las unidades basales del Bloque, se pude concluir que están relacionadas a un evento orogénico de colisión, en un intervalo de tiempo entre las orogenias Tacónica y Acadiana, es decir Silúrico Tardío. Por tanto, dado que el único evento colisional importante relacionado a estas unidades en el Paleozoico, fue la colisión de Gondwana y Laurasia (orogenia

Aleganiana), puede inferirse que anterior a este evento, estaban teniendo lugar al igual que en Laurasia, la acreción de Terrenos en Gondwana.

El papel que las unidades basales jugaron durante el evento K/T, aún resulta incierto. Pero siendo estas unidades las de mayor resistencia mecánica en la secuencia estratigráfica de Yucatán, no cabe duda que su papel fue determinante en la morfología y evolución morfoestructural de la estructura de impacto, por lo que se hace necesario un estudio más detallado con este enfoque. Sabiendo ahora cual es la naturaleza del basamento, esto será más sencillo.

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFIA

1. **Alderton D. H. M. Perce J. A. and Potts P. J.** (1980) "Rare earth element mobility during granite alteration. Evidence from southwest England" *Earth and Planetary Science Letters*, 49, p. 149-165.
2. **Allen, C., Gooding J., and Keil, K.** (1982) "Hydrothermally altered impact melt rock and breccia: contributions to the soil of mars". *Jorn. Geoph. Res.*, vol 87, No B12 pp 10083-10101.
3. **Alvarez Jr. M.** (1954) "Exploración geológica preliminar del Rio Hondo, Quintana Roo" *Bol. Asoc. Mex. de Geol. Pet.* Vol 6, pp207-213
4. **Anderson, G. M. and Burnham, C.** (1967) "Reactions of quartz and corundum with aqueous chloride and hydroxide solutions at high temperatures and pressures". *Am. J. Sci.*, vol 265, pp12 - 27
5. **Anderson, T.** (1969) "Geology of the San Sebastian Huehuetenango quadrangle, Guatemala, Central America". Ph. D. thesis. Auestin, University of Tex., p 217.
6. **Anderson, T., Burkart, B., Clemons, R., Bohnenberger, O. y Blount, D.** (1973) "Geology of the Western Altos Cuchumatanes, northwestern guatemala". *GSA Bull.*, vol. 84, p. 805-826.
7. **Anderson, T. H. y Schmidt, V.** (1983) "The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time" *Geol. Soc. of Amer. Bull.* Vol. 94, p 941-966.
8. **Bally, A. W.** (1989) "Phanerozoic basins of North America", in Bally A. W and Palmer, A. R., eds., *The geology of North America an overview: Boulder, CO, Geol. Soc. Of Amer., The geology of North America, Vol. A, p 131-180.*
9. **Bartok, Renz and Westermann** (1985) "The Siquisique Ophiolites, Northern Lara State, Venezuela: a discussion on their Middle Jurassic Ammonites and tectonic implications". *GSA Bull.* vol 96. pp 1050 - 1055
10. **Bartok, P.** (1993) "Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean, its relation to Triassic and Jurassic rift systems of región". *Tectonics*, vol. 12, p. 441-459.
11. **Bass, M. y Zartman, R.** (1969) "The basement of Yucatan Peninsula" *Abs (EOS) Trans Ael. AGU V.* 50 p. 313.
12. **Bass, M** (1969) "Petrography and ages of cristalline basement rocks of Florida-Some extrapolations" *Am. Assoc. of Pet. Geol., Memoir 11*, p. 283-310.
13. **Batchelor, R. y Bowden, P.** (1985) "Petrogenetic interpretation of granitoids rocks series using multicationic parameters" *Chemical geology*, vol. 48, p. 43-55.

14. **Bateson, J. H.** (1972) " New Interpretation of Geology of the Maya Mountains, British Honduras" The American Association of Petroleum Geologists, p 959-963
15. **Bateson, J. H. y Hall, I.** (1977) "The Geology of the Maya Mountains, Belize" Overseas memoir 3, Institute of Geological Science, London, Oxford University press. pp. 44.
16. **Beall, R.** (1973) "Plate tectonics and the origin of the Gulf Coast Basin" Transaction Gulf Coast Association of Petroleum Geologist Bull. Vol . 56 p 956-963
17. **Bhatia, M.** (1983) "Plate tectonics and geochemical composition of sandstones" Journal Geology. vol. 91, p. 611-627.
18. **Bishop, W. F.** (1980) "Petroleum geology of northern Central America" Journal of Petroleum. Geology, vol. 3. p. 3-59.
19. **Blum J. D.** (1993) "Zircon can take the heat. Cretaceous /Tertiary boundary" Nature, v. 366. p. 718-734.
20. **Blair, T. C.** (1986) "Paleoenvironments, tectonic and eustatic controls on sedimentation. Regional Stratigraphic correlation, and plate tectonic significance of the Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo Formations, Chiapas, Mexico". (Ph. D. Thesis) University of Colorado p. 251.
21. **Boslough M. B.** (1991) "Shock modification and Chemistry and planetary geologic processes". Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 19, p. 101-131.
22. **Buck, W.** (1991) "Modes of Continental Litospheric Extension". Jour. Geoph. Res., vol. 96, pp. 20161-20178.
23. **Buffler, R. T. Schlager. W.,** (1984) "Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 77" Shipboard Scientific Party U. S. Government Printing Office. Washington, D. C., p. 747.
24. **Buffler, R T y Sawyer, D. S.** (1985) "Distribution of crust and history, Gulf of Mexico Basin" Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 35, p. 333-334.
25. **Buffler, R. T.,** (1991) " Early evolution of the Gulf of Mexico Basin" in Goldthwaite, D. (Ed). An introduction to central coast Geology, New Orleans, Louisiana. New Orleans Geological Society p. 1-15.
26. **Buffler, R. T. y Thomas, W. A.** (1994) "Crustal structure and evolution of the southern margin of North America and the Gulf of Mexico Basin" in Speed, R. (Ed). Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder Colorado. Geol. Soc. of Am. The Geology of North America, vol. CTV-1 p. 219-263.

27. **Bullard, E. C. Everett, J. E. y Smith, A. G.** (1965). "The Fit of Continents Around the Atlantic": a symposium on continental drift. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A* 258, p.31-51.
28. **Byerly, G.** (1991) "Igneous Activity" in Salvador, A ed , *The Gulf of Mexico Basin*. Bpulder, CO, GSA. *The Geology of North America*, Vol. J, p. 91–108.
29. **Campa, M. F. and Coney, P.** (1983) "Tectono–Stratigraphic Terranes and Mineral Resource distributions in Mexico". *Canada Journal Earth Sci.*, vol. 20 pp. 1040–1051.
30. **Campbell, I., Lesher, C., Coad, P., Franklin, J., Gorton, M. and Thurston, P.** (1984) "Rare earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn sulfide deposits". *Chemical Geology*, vol. 45, pp. 181–202.
31. **Carey, S** (1958) "The tectonic approach to continental drift". In. *Continental drift-A Symposium*. Univ. Tazmania, Geology Dept., Hobart, Australia, p. 177-355.
32. **Carlton C. A., James L. G. and Klaus Keil** (1982) "Hydrothermally altered impact melt rock and breccia: Contributions to the soil of mars". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, No. B12, 10 083-10 101
33. **Carrillo-Bravo** (1961) "Geología del Anticlinorio Huizachal – Peregrina al NW de Cd. Victoria, Tamaulipas" *Asoc. Mex. Geol. Pet. Bolet.*, vol. 13, pp 1- 98.
34. **Carrillo-Bravo** (1965) "Estudio Geológico de una Parte del Anticlinorio de Huayacocotla". *Asoc. Mex. Geol. Pet. Bolet.*, vol. 17, pp 73- 96.
35. **Case, J. E., Reginald, S. y Giegengack, R. F.** (1990) "Geology of the northern Andes: and overview" in Dengo G. and Case, J. E. (Eds). *The Geology of North America. The Caribbean Region: Geological Society of America*. vol. H, p. 177-200
36. **Chowns, T. M. y Williams, C. T.** (1983). " Pre-Cretaceous rock beneath the Georgia coast plain, regional implications". *Studies related to the Charleston, South Carolina earthquake of 1886- Tectonics and Seismicity US. Geological Survey Professional Paper* 1313-L.42
37. **Christenson, G.** (1990) "The Florida Lineament". *Transaction-Gulf Coast Association of Geological Societies*. vol. 15, p. 99-115.
38. **Cole, G. and Andrews-Jones, D.** (1979) "Geological and Economic Evaluation Including exploration results of the 1978 Field Seasons". *Belize Ann. Rep.* 4, 37 p. Belize Minist. of Geol., Belmopan.
39. **Corrigan C.** (1998) "The Composition of Impact Breccias from the Chicxulub Impact Crater, Yucatan Peninsula, Yucatan, Mexico". *Masters Thesis, Michigan State University, East Lansing, MI, USA.* 125 pp.

40. **Crossey L. J. and McCarville P.** (1994) "Post-impact alteration of the Manson impact structure" 24 th Annual Lunar and Planetary Science Conference. Abstract.
41. **Crossey L. J., Kudo A. M., McCarville P.** (1993) "Post-Impact hydrothermal systems: Manson impact structure, Manson Iowa" 25th Annual Lunar and Planetary Science Conference. Abstract
42. **Cobbing J.** (1996) "Metamorphism or magmatism?" *Granites-an overview*, Episodes, vol. 19. No. 4, p.103-106.
43. **Cserna Zoltan de** (1970) "Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in Northern Mexico". In Sundeen eds., *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt: West Texas Geol. Soc.*, pp. 99-118.
44. **Cullers, R. and Graf J. L.** (1984) "Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis" in *Rare earth elements geochemistry*. ed. Henderson, cap 8, p.275-315.
45. **Dallmeyer, R. D.** (1984) " $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from a Pre-mesozoic crystalline basement penetrated at holes 537 and 538A of the Deep Sea Drilling Project Leg 77. Southeastern Gulf of Mexico Tectonic implications". In *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. 77: U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.* p. 497-506.
46. **Dallmeyer, R. D.** (1987) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of detrital muscovite within lower Ordovician sandstone in the coastal plain basement of Florida: Implications for west African terrane linkages". *Geology*. Vol. 15, p. 998-1001
47. **Dallmeyer, R. D.** (1989 a) "A tectonic Linkage between the Rodellide Orogen (Sierra Leone) and the St. Lucie Metamorphic complex in the Florida subsurface" *Journal of Geology*, vol. 89, p. 183-195.
48. **Dallmeyer, R. D.** (1989) "Contrasting accreted terranes in the southern Appalachian Orogen and Atlantic-Gulf Coastal Plains and their correlations with West African sequences" *Geological Society of America Special Paper 230*, p. 247-267.
49. **Dallmeyer, R. D., Caen-Vachette M. and Villeneuve M.** (1987) "Emplacement age of post-tectonic granites in southern Guinea (West Africa) and the peninsular Florida subsurface: Implications for origins of southern Appalachian exotic terranes" *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 87-93.
50. **Dawe, S.** (1984) "The geology of the Mountain Pine Ridge area and the relation of the Mountain Pine Ridge granite to the Late Paleozoic and Early Mesozoic geological history of Belize, Central America". Ms. thesis, State Univ. N. Y., Binghamton. 52 p.

51. **Debon y Le Fort** (1983) "A Chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations" Transactions of the Royal Society of Edimburgh. Earth Science. V. 73, p. 135-149.
52. **Dengo, G.** (1969) "Problems of tectonics relations between Central America and the Caribbean". Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., v. 19, p. 311-320.
53. **Dengo, G. y Bohnenberger, O.** (1969) "Structural Development of Northern Central America". AAPG, memoir 11, pp. 203-220.
54. **Dewey,** (1988) " Lithospheric stress, deformation and tectonic cycles: the distribution of Pangaea and the Closure of Tethys" Spec. Publ. Geol. Soc. London, 37, p. 23-40
55. **Dobson, L. M.** (1990) Seismic Stratigraphy and geologic history of Jurassic rock, northeastern Gulf of Mexico" M. S. Thesis University of Texas at Austin, Austin Texas, p. 165.
56. **Dollfus and Montserrat** (1868) "Voyage Géologique dans les Republiques de Guatémala et de Salvador". Paris, Mission Scientifique au Mexique et dans l'Amérique Centrale. 539 pp.
57. **Donnelly, T. W.** (1989) " geological history of the Caribbean and Central America " in Bally A. W. Palmer A. R. (Eds). The Geology of North America. vol. A, p. 299-321.
58. **Donnelly, T. W., Horne, G. S. Finch, R.C., López-Ramos, E.** (1990) Northern Central America. The Maya and Chortis Block" in Dengo G. And Case, J. E. (Eds). The Geology of North America. The Caribbean Region: Geological Society of America. v. A, p. 371-396
59. **Dumbar, J. A. y Sawyer, D. S.** (1987) " Implications of continental crust extension for plate reconstruction: An example from the Gulf of Mexico" Tectonics. v.6, p. 735-755
60. **Flores, G.** (1952) "Geology of Northern British Honduras" AAPG Bull. v. 36, p. 404-409
61. **Freeland, G. y Dietz, R.** (1971) "Plate Tectonic Evolution of Caribbean-Gulf of Mexico Region". Nature, vol.232, No. 5305, p. 20-23.
62. **Fullagar, P.** (1981) "Summary of Rb-Sr whole rocks ages for South Carolina". South Carolina Geology, v. 25, p. 29-32.
63. **Galloway, E., Bebout, G., Fisher, L., Dunlap, B., Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J. and Scott, T.** (1991) "Cenozoic". in Salvador eds., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Col., GSA, The Geology of North America. Vol. J, pp. 245-324.
64. **Gawloski, T.** (1983) "Stratigraphy and Enviromental of the Continental Triassic Rocks of Texas". Baylor Geol. Studies Bull. no. 41. pp 47

65. **Gomberg, D. Banks, and McBirney** (1968) "Guatemala: Preliminary zircon ages from Central Cordillera". *Science*. Vol. 162 pp. 121–122.
66. **Guardado, L., Gamboa, L. and Lucchesi, C.** (1989) "Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil: A Model for Producing an Atlantic–Style Basin". in Edwards and Santagrossi eds. *Divergent / Passive margin Basins*. Tulsa, AAPG. Memoir 48, p. 3–80.
67. **Hall, I. H. S. y Bateson, J. H.** (1972) " Late Paleozoic Lavas in Maya Mountains, British Honduras, and their Possible Regional Significance" *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 56. No. 5, p 950-963
68. **Handschy, J.** (1987) "The Ouachita System in Northern Mexico" *Tectonics*, vol. 6, pp. 323 – 330.
69. **Heatherington, A. L. y Mueller, P. A.** (1991) "Geochemical evidence for Triassic rifting in southwestern Florida". *Tectonophysics* 188, p. 291-302.
70. **Heatherington, A. L. y Mueller, P. A.** (1995) "U-Pb Zircon evidence for the extent of Precambrian basement provinces in the southeastern U.S." *Proterozoic Terranes of the Americas: Bridging the Gulf and Caribbean*. Abstract GSA.
71. **Heatherington, A. L. y Mueller, P. A.** (1998) "Lithospheric sources of North Florida, USA Tholeiites and implications for the origin of the Suwannee terrane" *Elsevier Science Publishers B. V., lithos* 46 p. 215-233.
72. **Hellman P. L. Smith R. E. and Henderson P.** (1979) "The Mobility of the rare earth elements: Evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism". *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 71, p. 23-44.
73. **Horne, Clark and Pushkar** (1976 a) "Pre – Cretaceous Rocks of Northwest Honduras: Basement Terrane in Sierra de Omoa". *AAPG Bull.* vol 60, pp. 566–583.
74. **Horne, Pushkar and Shafiqullah** (1976 b) "Laramide Plutons on the Landward Continuation of the Bonacca Ridge, Northern Honduras". *Transactions, 7th Conférence Géologique des Caraïbes, Guadeloupe*. pp. 383–588.
75. **Horne, G.** (1976) "Preliminary K–Ar Dates from Laramide Series of Central Honduras". *Publicaciones Geológicas del ICAITI, No 5* pp. 91–98.
76. **Humphries S. E.** (1984) "The Mobility of the rare earth elements in the Crust" in *Rare Earth Elements Geochemistry*. ed. Henderson Cap 9, p. 317-342.
77. **Irvine, T. y Baragar, W.** (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks" *Canadian Journal of the Earth Sciences*. vol. 8, p. 523-548.

78. **Iturralde-Vinent** (1994) "Cuban Geology: A New Plate-Tectonic Synthesis". *Jour. Petrol. Geol* Vol 17. pp. 39-70.
79. **Izzet G. A.** (1990) "The K/T Boundary Interval, Raton Basin, Colorado and New Mexico, and its Content of Shock-Metamorphosed Minerals: Evidence Relevant to the K/T Boundary Impact-Extinction Theory". *GSA Spec Pap* 249. pp 100.
80. **Jacobs, C.** (1977) "Jurassic lithology in Great Issac I Well, Bahamas: Discussion" *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. Vol 61, p. 443
81. **Jackson T. A., Duke M. J. M., Scott P. W. Smith F., Wilkinson F. C. F.** (1995) "Petrology and inferred tectonic setting of the Mountain Pine Ridge granitoids, Maya Mountains, Belize". *International Geology Review*, vol. 37, p. 26-38.
82. **Jones E. J. W.** (1987) "Fracture zones in the equatorial Atlantic and the breakup of western Pangea" *Geology*, v. 15, p. 533-536.
83. **Kanasewich, Evans and Havskov** (1981) "Plate tectonic patterns and convection ion the Phanerozoic". in O'Connell and Fyfe eds., *Evolution of the Earth. Geodynamics Series, AGU*, vol. 5, pp. 147-166.
84. **Keller, G. R., Braile, L. W. McMechan, G. A., Thomas, W. A., Harder, S. H., Chang, W. F., Jardine, W. G.** (1989) "Paleozoic continent- ocean transition in Oachita Mountains imaged from PASSCAL wide-angle seismic reflection-refraction data" *Geology*, vol. 17, p. 119-122.
85. **Kerrich, R. and Wyman, D.** (1996) "The Trace Elements Systematics of Igneous Rocks in Mineral Exploration: an Overview" in Wyman eds., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks, Applications for Massive Sulphide Exploration. Geol. Assoc. Cand.*, vol. 12. pp. 1-51.
86. **Kesler, S., Josey, W. y Collings** (1970) "Basament rocks of the western Chuacus Group, Guatemala" *GSA Bull.* v. 81, p. 3307-3322.
87. **Kesler S., Kienle C. and Bateson J. H.** (1974) "Tectonic significance of intrusive rocks in the Maya Mountains, British Honduras" *Geological Society of America. Bull.* v. 85, p. 549-552.
88. **King, P.** (1975) "The Ouachita and Appalachian orogenic belts". in Nairn and Stehli eds., *The Gulf of Mexico and The Caribbean: New York, Plenum Press*, vol. 3, pp. 201-241.
89. **Klitgord, K. D. y Popenoe, P.** (1984) "Florida: A Jurassic transform plate boundary: *Journal of geophysical Research*, vol. 89 p. 7753-7772

90. **Klitgord, K. D. Hutchinson, D.R. y Schouten, H.** (1988) "U. S. Atlantic Continental Margin, Structural and Tectonic Framework" in Sheridan R. E. And Grow. J.A. (eds). The Atlantic Continental Margin, Boluder, Colorado. Geological Society of America. Geology of North America v. 1-2, p. 19-55
91. **Klitgord, K. D y Schouten, H.** (1986) "Plate kinematics of the central Atlantic" in Vogt, P.R. and Tucholke, B. E. (Ed). The western North Atlantic region: Boluder, Colorado. Geological Society of America. Geology of North America Vol. M, p. 351-378.
92. **Klitgord, K. D., Dillon W. P. y Popenoe P.** (1983) "Mesozoic Tectonics of the Sotheastern United States Coastal Plain and Continantal Margin" Studies related to the Charleston, South Carolina, Earthquake of 1886-Tectonics and seismicity. Geological Survey Professional Paper 1313 p.
93. **Krogh, T. E., Kamo, S. L., Bohor, B. F.** (1993) " U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater" Earth Planet Sci. Lett. 119, p. 425-459.
94. **Lefort, J. P.** (1988) "Imprint of the Reguibat uplift (Mauritania) on the central and southern Appalachians of the U.S.A." Journal of African Earth Sciences, Vol. 7, p. 433-442.
95. **Leshner, C., Phillips, G., Groves, D. and Campbell, I.** (1991) "Immobilty of REE and most High Field Strength Elements and First Transition Series Metals During Archaen Gold-related Hydrothermal Alteration of Metabasalts at the Hunt Mine, Western Australia". in Ladeira, Graias, eds. Brazil Gold 91;the Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits.
96. **López-Ramos, E.** (1973) "Estudio Geológico de la Península de Yucatán". AMGP Bol.. vol. 25 pp. 122.
97. **López-Ramos, E.** (1975) "Geological summary of the Yucatan Peninsula" Chapt. 8 in Nairn, A. E. M. and Stehli, F. G. (eds) The Ocean Basins and Margins, Vol. 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean. v. 3, p. 257-282.
98. **López-Ramos, E.** (1980) "Geología de México" México D.F., vol. 2, (segunda edición). Ed. Trillas. Méxcio. 454 p.
99. **MacLean, W. and Kranidiotis, P.** (1987) "Immobil Elements as Monitors of Mass Transfer in Hydrothermal Alteration. Phelp Dodge massive sulfide deposit, Matagamy, Quebec". Economic Geology, vol. 82, pp 951-962.
100. **Maniar, P. y Piccoli, P.** (1989) "Tectonic descrimination of granitoids" GSA. Bull. Vol. 101, p. 635-643.

101. **Marshall, R. H.** (1974) " Petrology of the Subsurface Mesozoic Rock of the Yucatan Platform, Mexico. Masters Thesis The Department of Earth Sciences, University of New Orleans. pp. 150.
102. **Marshall, R. H., Ward, W. C., Weidie, A. E.** (1976) "Stratigraphy and depositional history of subsurface Mesozoic strata of the Yucatan Peninsula: Carbonate rocks and hydrogeology of the Yucatan Peninsula, Mexico" Field Trip Guide, New Orleans Geological Society , p. 18-32.
103. **Martin R F.** (1978) "An Investigation of Rare-earth Mobility: Fertilized Quartzites, Borralan Complex, N. W. Scotland". Contributions to Mineralogy and Petrology. 66, p. 69-73.
104. **Marton, G. L.** (1994) "Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico, based on reinterpreted Geological and Data" American Association of Petroleum Geologists Annual Convention. Official Program. (abstract), vol. 3 p.207
105. **Marton, G. L.** (1995) "Jurassic Evolution of the Southeastern Gulf of Mexico" The University of Texas at Austin. Ph. D. Tesis, unpublished. 276 p.
106. **Marton, G. L. y Buffler, R. T.** (1993) " Application of the simple-shear model to the evolution of passive continental margins of the Gulf of Mexico Basin". Geology, vol. 21, p 495-498.
107. **Marton, G. L. y Buffler, R. T.** (1994) "Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin" International Geology Review, vol. 36 p 545-586.
108. **Masaitis V. L. and Naumov M. V.** (1993) "Puchezh-Katunki Impact Crater: preliminary model of hydrothermal circulation system", The Meteoritical Society 56th Annual Meeting, Abstract.
109. **McBirney, A. R.** (1969) " Tectonic Relation of Northern Central America and the Western Caribbean the Bonacca Expedition. p. 199-201.
110. **McBirney, A. R. y Bass, N. M.** (1969) " Structural relations of Pre-Mesozoic rocks of Northern Central America, in Tectonic Relation of Northern Central America and the Western Caribbean the Bonacca Expedition ed. Mc Birney A.R. p.269-280. and AAPG Memoir 11 p. 269-280.
111. **McBride, J.** (1991) "Constraints on the structure and tectonic development of the Early Mesozoic South Georgia Rift, Southeastern USA: Seismic Reflection Data Processing and Interpretation". Tectonics. vol. 10, pp. 1065-1083.
112. **McCarville P. and Crossey L. J.** (1993) "Post-Impact hydrothermal alteration of the Manson Impact Structure", 25 th Lunar and Planetary Science Conference. Abstract.

113. **McFarlan, E. and Menes, S.** (1991) "Lower Cretaceous". in Salvador eds., *The Gulf of Mexico: Boulder, Colorado*. GSA, *Geology of North America*. vol. J, pp 181-204.
114. **McGookey, D.** (1975) "Gulf Coast Cenozoic Sediments and Structure: An excellent Example of Extra-Continental Sedimentation: Gulf Coast Assoc. of Geological Societies Transactions. vol 25, pp. 11004-120.
115. **McPhee, J., Doyle, M., Allen, R.** (1993) "Volcanic textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks". University of Tasmania., pp 189.
116. **Mellor, E. and Breyer, J.** (1981) "Petrology of Late Paleozoic Basin-fill sandstones, North-Central Mexico". *GSA Bull* , part I, vol. 92, pp 367-373.
117. **Meyerhoff, A.** (1967) "Future Hydrocarbon Provinces of Gulf of Mexico- Caribbean Region". *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, Vol. 17. Pp 217 - 260.
118. **Michalsik, D.** (1991) "Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico". *Sedimentary Geology*. vol 71. pp. 24-259.
119. **Michaud, F. y Fourcade, E.** (1989) *Stratigraphie et paléographie du Jurassique et du Crétacé du Chiapas (sud-East du Mexique)*: *Bull. Soc. Géol. France*. vol. 3, p. 639-650.
120. **Mickus, K. L. y Keller, G. R.** (1992) "Lithospheric structure of the south-central United States" *Geology*, vol. 20. p. 335-338.
121. **Milliken, J.** (1988) "Late Paleozoic and Early Mesozoic Geologic Evolution of the Arklatex area". M. S. thesis. Rice University, Houston, Texas. 259 pp.
122. **Milton C. and Grasty R.** (1969) "Basement Rocks of Florida and Georgia" *The American Assoc. of Petroleum Geol. Bull.*, vol. 53, No. 12. p. 2483-2493.
123. **Molina-Garza, R., Van Der Voo, R., y Urrutia-Fucugauchi, J.** (1992) "Paleomagnetism of the Chiapas Massif, Southern Mexico: Evidence for rotation of the Maya Block and implication for the opening of the Gulf of Mexico". *GSA Bull.*, vol 104. pp1156 - 1168.
124. **Moore, G. y del Castillo, D.** (1974) "Tectonic evolution of the Southern Gulf of Mexico" *GSA. Bull.* v.85, p. 607-618.
125. **Muecke, G., Pride, C. and Sarkar, P.** (1979) "Rare earth element geochemistry of regional metamorphic rocks". *Phys. Chem. Earth*, vol. 11, pp. 449-464.
126. **Muehlberger, W.** (1966) "Geochronology of the midcontinent region, United States: Part 3, Southern area". *Journ. Geophys. Res.*, v. 71, p. 5409-5426.

127. **Mueller, P. A., Heatherington, A. L., Wooden, J. L., Shuster, R. D., Nutman, A. P., Williams, I. S.** (1994) "Precambrian zircons from the Florida basement: A Gondwana connection, *Geology*, v. 22, p. 119-122.
128. **Nance, D.** (1996) "Avalonian and related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic". Spec. Paper 230 GSA.
129. **Naumov M. V.** (1993) "Zonation of hydrothermal alteration in the central uplift of the Puchezh-Katuunki Astrobleme" The Meteoritical Society 56th Annual Meeting Abstract.
130. **Neathery, T. y Thomas, W.** (1975) "Pre-Mesozoic basement rocks of the Alabama coastal plain". *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, v. 25, p. 86-99.
131. **Nesbitt, H. y Young, G.** (1984) "Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations" *Geochemica et Cosmochimica Acta*. vol. 48, p 1523-1534.
132. **Nesbitt, H y Young, G.** (1989) "Formation and diagenesis of weathering profiles". *J. Geol.*, vol. 97, pp. 129-147.
133. **Newcomb, W.** (1975) "Geology, structure and metamorphism of the Chuacus Group, Rio Hondo quadrangle and vicinity, Guatemala" PHD Tesis State Univ. of New York.
134. **Newcomb, W.** (1977) "Mylonitic and cataclastic rocks from meta fault zone, Guatemala" 8th Caribb. Geol. Conf. Abstr. P. 141-142
135. **Newcomb, W.** (1978) "Retrograde Cataclastic Gneiss North of Motagua Fault Zone, East-Central Guatemala". *Geologie en Mijnbouw*. vol 57 p 271-276.
136. **Nicolas, R. L. y Waddell, D. E.** (1989) "The Ouachita system in the subsurface of Texas, Arkansas and Louisiana" in Hatcher, R. D., Jr. Thomas, W A. And Viele, G. W., eds. Chapter 10. *The Appalachian-Oachita Orogen in the United States: Boulder, Colorado, The Geological Society of America. The Geology of North America*. vol 2, F-2. p. 661-672.
137. **Nunn J. A.** (1990) "Relaxation of continental lithosphere: An explanation for Late Cretaceous reactivation of the Sabine Uplift of Louisiana-Texas". *Tectonics*, vol. 9, pp. 341-359.
138. **Nunn, J. A., Driskill, B. W., Suh, M.** (1989) "Thermal and subsidence history of the Wiggins Uplif, Southern Mississippi" *EOS*, v 70, p. 466.

139. **Oldow, J., Bally, Avé Lallement, H. and Leeman, W.** (1989) "Phanerozoic Evolution of the North America Cordillera: USA and Canada" in Bally and Palmer eds., *The Geology of North America—An Overview*. GSA, the Geology of North America. vol. A, pp. 139–232.
140. **Opdyke N. D., Jones D. S., MacFadden B. J., Smith D. L., Muller P. A., Shuster R. D.** (1987) "Florida as an exotic terrane: Paleomagnetic and geochronologic investigation of lower Paleozoic rocks from the subsurface of Florida". *Geology*, v.15 p 900-903.
141. **Ortega-Gutierrez, F., Sedlock, R. and Speed, R.** (1984) "Phanerozoic Tectonic Evolution of Mexico". in Speed eds. *Phanerozoic Evolution of North America Continent–Ocean Transition*. GSA, *The geology of North America, Continent–Ocean transect*, pp. 265–306.
142. **Paine W. R. and Meyerhoff A. A.** (1970) "Gulf of Mexico basin: Interactions among tectonic, sedimentation, and hydrocarbon accumulation" *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* v. 20, p. 5-44.
143. **Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A.** (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal of Petrology*, vol. 25, p. 956-983.
144. **Pearce, J.** (1996) "Sources and settings of granitic rocks". *Episodes*, vol. 19. No. 4, pp. 120–125.
145. **Pearce, J.** (1993) "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins". In Hawkesworth and Norry (eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Natwiche, pp. 230-249.
146. **Pearce, J. y Cann, J.** (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses" *Earth and Planetary Science Letter*, vol. 19, p. 290-300.
147. **Pindell, J. L.** (1985) "Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean". *Tectonics*, vol 4, p. 1-39
148. **Pindell, J. L y Barrett, S. F** (1990) "Geological evolution of the Caribbean region, a plate tectonic perspective". in Dengo, G. and Case J. E. (Eds). *The Geology of North America-The Caribbean Region*: Geological Society of America. vol. H, p. 405-432.
149. **Pindell, J. L. y Dewey, J. F.** (1982) "Permo-Triassic reconstruction of western Pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region". *Tectonics*, vol. 1, p. 179-212.

150. **Peterson J. A.** (1983) "Petroleum geology and resources of Southeastern Mexico, Northern Guatemala, and Belize". Geological Survey Circular 760, p. 1-44
151. **Price, R., Johnson, L. and Crawford, A.** (1990) "Basalts of the North Fiji Basin: The Generation of Back Arc Basin Magmas by Mixing of Depleted and Enriched Mantle Sources". Contributions to Mineralogy and Petrology. vol 105, pp 106 – 121.
152. **Price, R., Gray, C., Wilson, R., Frey, F. y Taylor, S.** (1991) "The Effects of Weathering on Rare Earth Element, Y y Ba Abundances in Tertiary Basalts from Southeastern Australia". Chemical Geology, vol. 93, pp 245-256.
153. **Pszczółkowski, A.** (1987) "Paleogeography and paleotectonic evolution of Cuba and adjoining areas during the Jurassic–Early Cretaceous". Annales Societatis Geologorum Poloniae. vol 57. pp. 127–142.
154. **Rast, N.** (1989) " The evolution of the Appalachian Chain". in Bally A. W. and Palmer A.R. (eds) The Geology of North America-an Overview, Geological Society of America. The Geology of North America, vol A, p. 323-348
155. **Roberts, R, and Irving, E.** (1957) "mineral deposits of Central America". U. S. Geological Survey Bull., n. 1034. p. 205.
156. **Robinson, R. and Pantoja-Alor, J.** (1968) "Tremadocian Trilobites from the Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico". Journal of Paleontology. vol. 42, pp. 767-800
157. **Rollinson, H.** (1992) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Longman S. Y T.
158. **Roper, P.** (1978) "Stratigraphy of Chuacus Grup in the south sude of the Sierra de las minas Range Guatemala" Geol. en Mijnbow 57, p. 309-313
159. **Rosencrantz, E.** (1990) "Structure and Tectonics of the Yucatan basin, Caribbean sea, as determined form seismic reflection studies" Tectonics, vol. 15, p. 445-503.
160. **Roser, B. y Korsch, R.** (1988) "Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data" Chemical Geology. vol. 67, p. 119-139.
161. **Ross, C.** (1979) "Late Paleozoic collision of North and South America". Geology, vol. 7. pp. 41-44
162. **Salvador, A.** (1987) " Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico Basin" American Association of Petroleum Geologist Bulletin, vol. 71, p. 419-451.

163. **Salvador, A. (1991a)** "Triassic-Jurassic" in Salvador, A. (Ed) *The Gulf of Mexico Basin*: Boulder, Colorado., Geological Society of America. vol. J, p. 131-180
164. **Salvador, (1991b)** " Origin and development of the Gulf of Mexico Basin" in Salvador, A. (Ed) *The Gulf of Mexico Basin*: Boulder, Colorado., Geological Society of America. Vol. J, p. 389-444
165. **Sánchez-Montes de Oca, R. (1979)** "Geología petrolera de la Sierra de Chiapas" *Bol, Soc. Mex. Geol. Pet.*, n° 31. pp. 67-97.
166. **Sapper, K. (1894)** "Gründzüge der Physikalischen geographie von Guatemala" *Petermanns Mitteil-ungen, Ergänzungsband*, v. 24, 59p.
167. **Sapper, K. (1896)** "Sobre la Geografía Física y la Geología de la Península de Yucatán". *Inst. Geológico de México. Bol. 3. México D.F.*
168. **Sawyer, D. S., Buffer, R. T., Pilger, R. (1991)** "Crust of the Gulf of Mexico Basin" in Salvador, A. (Ed) *The Gulf of Mexico Basin*: Boulder, Colorado, Geological Society of America. vol. J, p. 53-72.
169. **Sedlock, R. and Ortega-Gutierrez, F. (1993)** "Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico". *Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.
170. **Schlager W., Buffler R. T., Angstadt, D., Bowdler, J. L., Cotillon, P. H., Dallmeyer, R. D., Halley, R. B., Kinoshita, H., Magoon III, L. B., McNulty, C. L., Patton, J. W., Pisiciotto, K. A., Premoli-Silva, L., Avello-Suarez, O., Testarmata, M. M., Tyson, R. V., Watkins, D. K. (1984)** "Deep Sea Drilling Project, Leg77, southeastern Gulf of Mexico" *Geological Society of America Bull* v 95, p. 226-236.
171. **Schlische, R. M. (1993)** "Anatomy and evolution of the Triassic-Jurassic continental rift system, eastern North America". *Tectonics*, Vol. 12, p. 1026-1042.
172. **Schuraytz B. C and Sharpton V. L. (1994)** "Siderophile Element Distribution in Chixulub Melt Rocks: Forensic Chemistry on the KT Smoking Gun", in *New developments regarding the K/T event and other catastrophes*, abstract.
173. **Schuraytz, B. C, Sharpton, V. L., and Marin, L. (1994)** "Petrology of impact-melt rocks at the Chicxulub multiring basin, Yucatán, México". *Geology*, vol. 22, pp. 868-872.
174. **Schuraytz, B. C. and Sharpton, V. L. (1993)** "Chicxulub K/T melt complexities" *Nature*, vol. 362 p. 503-504.

175. **Sharpton, V. L., Schuraytz, B. C., Burke, K., Murali, A. and Ryder, G.** (1990 a) "Detritus in K/T boundary clays of Western North America: Evidence against a single oceanic impact". in Sharpton and Ward eds. *Global Catastrophes in Earth History: an interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*. GSA Spec. Pap. 247. pp. 349–359.
176. **Sharpton, V. L., Schuraytz, B. C. and Jones, J.** (1990 b) "Arguments favoring a single continental impact at the K/T boundary". *Meteoritics*, vol. 25. pp. 408–409.
177. **Sharpton, V. L., Dalrymple, G. B., Marín, L. E., Ryder, G., Schuraytz, B. C., Urrutia-Fucugauchi, J.** (1992) "New link between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary". *Nature*, vol. 359, p. 819-821.
178. **Sharpton y nueve más** (1993) "Chicxulub Multiring Impact Basin: Size and other Characteristics derived from Gravity Analysis". *Science*, Vol. 261, pp 1564 – 1567.
179. **Sharpton V. L., Marín L. E., Carney J. L., Lee S., Ryder G., Schuraytz B. C., Sikora P., Spudis P. D.** (1996) "A model of the Chicxulub impact basin based on evaluation of geophysical data, well logs, and drill core samples". in Ryder G., Fastovsky D. and Gartner S., eds., *The Cretaceous-Tertiary Event and other catastrophes in Earth History*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper. p. 55-74.
180. **Shurbet, D.H. y Cebull, S.E.** (1975) "The Age of the Crust Beneath the Gulf of Mexico". *Tectonophysics*, Vol. 288. pp. 25 –30.
181. **Shurbet, D.H. y Cebull, S.E.** (1987)"Tectonic interpretation of the westernmost part of the Ouachita-Marathon (Hercinian) orogenic belt, west Texas-Mexico: *Geology* vol. 15, p. 458-461.
182. **Silver, L. and Anderson, T.** (1974) "Possible left lateral early to Middle Mesozoic disruption of the Southwestern North American Craton margin". *GSA Abst. Prog.*, vol. 6, pp. 965.
183. **Smith D. L.** (1982) "Review of the tectonic history of the Florida Basement" Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam *Tectonophysics*, 88. p. 1-22.
184. **Sohl, N., Martínez, E., Salmeron-Urena, P. and Soto-Jaramillo, F.** (1991) "Upper Cretaceous". in Salvador eds., *The Gulf of Mexico Basin*: Boulder, Colorado. GSA. *The Geology of North America*, vol. J, pp. 205–224.
185. **Speer J. A. and Hoff K.** (1997) "Elemental composition of the Alleghanian granitoid plutons of the southern Appalachians". *Geological Society of America*, memoir 191. p. 287-307.
186. **Steiner, M. B. y Walker, J. D.** (1996) "Late silurian plutons in Yucatan" *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, n°. B8, p. 17, 727- 17, 735.

187. **Stewart, J.** (1988) "Late Proterozoic and Paleozoic Southern Margin of North America and Accretion of Mexico" *Geology*, vol. 15, pp. 186–189.
188. **Tator, B. A. y Hatfield, L. E.** (1975) "Bahamas present complex geology". *Oil and Gas Journal*, v. 73, p. 172-176.
189. **Taylor, S. and McLennan, S.** (1985) "The Continental Crust: its Composition and Evolution". Blackwell, Oxford.
190. **Taylor** (1988). *Handbook of rare earth elements* vol. 1.
191. **Tauver y Muehlbergerr,** (1987) "Is the Bronswick Anomaly Really the Alleghanian Suture?". *Tectonics*. v. 6, p. 331-342.
192. **Teisserence, P. and Villemin, J.** (1989) "Sedimentary Basin of Gabon Geology—Geology and oil systems". in Edwards and Santagrossi eds., *Divergent/Passive Margin Basins*. AAPG memoir 48. pp. 117–200.
193. **Tercier, J.** (1932) "geological Investigation in Peninsula of Yucatan". Informe inedito.
194. **Thiéblemont D. y Téguy M.** (1994) "Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins". *Académie des Sciences*. v. 319, serie II. p. 87-94
195. **Thomas, W. A., Chowns, T. M., Daniels, D. L., Neathery, T. L., Glover III, L., Gleason, R. J.** (1989) "The Subsrface Appalachians beneath the Atlantic and Gulf Coastal Plains" in Hatcher, R. D., Jr. Thomas, W. A. And Viele, G. W., eds. Chapter 10. *The Appalachian-Oachita Orogen in the United States*: Boulder, Colorado, The Geological Society of America. *The Geology of North America*. vol 2, F-2. p 445-458.
196. **Uchupi, E. Milliman, J. O., Luyendyk, B. P., Brown, C. O., Emery, K. O.** (1971) "Structure and origin of southeastern Bahamas". *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. vol. 55, p. 687-704.
197. **Valsami, E. and Cann, J.** (1992) "Mobility of rare earth elements in the zones of intense hydrothermal alteration in the Pindos Ophiolite, Grece". in Parson and Murton eds. *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*. GSA Spec. Pub. No 60, pp. 219–232.
198. **Van den Voo, R., Mauk, F. J., French, R. B.** (1972) " Permian-Triassic continental configurations and origin of the Gulf of Mexico". *Geology*, vol 4, p. 177-180.

199. **Vedder J. G. and Dillon W. P.** (1973) "Age and tectonic implications of some low-grade metamorphic rocks from the Yucatan Channel". *Journal Research U.S. Geol. Survey*. v. 1, No. 2, p 157-164.
200. **Verma Surendra P.** (1993) "Elementos traza y mayores en muestras internacionales de referencia geoquímica por espectrometría de rayos X". *Geof. Internacional*. 1993.
201. **Viele, G. W y Tomas, W.A.** (1989) "Tectonic synthesis of the Ouachita orogenic belt". in Hatcher Jr. R. Thomas, W. A., Viele G. W. (Eds) *The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States*, Boulder, Colorado, Geological Society of America. *The Geology of North America*, v. F2, p. 695-728.
202. **Viniegra, O.** (1971) "Age and evolution of salt basin of Southeastern Mexico". *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, vol 55, p 478 -494.
203. **Viniegra, O** (1981) "Great carbonate bank of Yucatan Southern Mexico". *Journal of Petroleum Geology*, v. 3, p. 247-278.
204. **Walper, J.** (1960) "Geology of the Cobán-Purulhá area, Alta Verapaz, Guatemala". *AAPG Bull.*, v. 44, p. 1273-1315.
205. **Walper, J. y Rowett, C.** (1972) "Plate tectonics and origin of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico". *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans* vol. 22, p. 105-116.
206. **Wegener, A.** (1929) "Die entstehung der kontinente und ozeane". 4th de., Rev.: Friedr. Vieweg and Sohn, Braunschweig (translated by John Biram, 1966), *The Origin of Continents and Oceans*: Dover, New York, p. 247.
207. **Weyl, R** (1980) " *Geology of Central America*" 2a ed. Gebrüder Borntraeger. Berlin, Germany. pp. 6-106.
208. **Weidie, Ward y Marshal** (1978) "Geology of Yucatan Platform" in Ward and Weidie (eds), *Geology and Hidrogeology of North eastern Yucatan* , New Orleans, Geol. Soc. p. 3-29
209. **Whalen, J., Currie, K. and Chappell, B.** (1987) "A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis" *Contributions to mineralogy an petrology*. vol. 95, p. 407-419.
210. **Wilhelm, O. y Ewing, M.** (1972) "Geology and history of the Gulf of Mexico". *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, p 575-600.
211. **Wilson, J. T.** (1966) "Did the Atlantic close and then reopen?". *Nature*, vol. 211, p. 676-681.

212. **Wilson J. L.** (1990) Basement structural controls on Mesozoic carbonate Facies in Northeastern Mexico- a review". Special Publications International Association of Sedimentologists, vol 9, p. 235-255
213. **Winchester, J. y Floyd, P.** (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements". Chemical geology. vol. 20, p. 325-343.
214. **Winker, C.** (1982) "Cenozoic shelf margins, Northwestern Gulf of Mexico". Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., pp. 427-448.
215. **Wood, D.** (1980) "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province". Earth and Planetary Science Letters. vol. 50, p. 11-30.
216. **Woods, D., Amos, S. and Miles, A.** (1991) "Pre-Triassic". in Salvador eds., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Col., GSA, The Geology of North America, vol. J, pp. 109-129.
217. **Woolley, A., Symes, R. and Elliott, C.** (1972) "Metaomatized (Fenitized) Quartzites from the Borralan Complex, Scotland". Mineral. Mag. , vol. 38, pp 819-836.
218. **Worral, D. and Snelson** (1989) "Evolution of the Northern Gulf of Mexico, with Emphasis on Cenozoic Growth Faulting and the Role of Salt". in Bally and Palmer eds., The geology of North America An Overview, GSA. The Geology of North America, vol. A, pp 97-139.
219. **Wu, S.** (1993) "Salt and Slope Tectonics offshore Louisiana". Ph. D. Thesis: Rice University. 251 pp.
220. **Yarborough, H.** (1967) "Geologic history of the Gulf Basin". Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans. Abstr. , Vol. 17, p. 160
221. **Yungul, S.** (1971) "Magnetic anomalies and the possibilities of continental drifting in the Gulf of Mexico". J. Geophys. Res.,v. 76, pp. 2639-2642.

APENDICES

APENDICE A
COMPILACIÓN DE EDADES

Apendice A
Compilación de Edades Radiométricas en la Región del Golfo de México

Localidad	Material	Edad	Método	Referencia
Y1 [®]	Metariolita*	290 ± 30	Rb-Sr	Bass y Zartman, 1969
	Metamorfica*	420	Rb-Sr	Dengo, 1969
	Metamorfica*	300	Rb-Sr	Lopez Ramos, 1973
	Riolita*	410	Rb-Sr	Lopez Ramos, 1975
Y6 [®]	Circones (brecha)	418 ± 6	U-Pb	Krogh et al., 1993
	Circones (brecha)	545 ± 5	U-Pb	Krogh et al., 1993
	Metamorfica*	410 ± 15	Rb-Sr	Zartman en Krogh et al., 1993
MPR	Granito*	280 - 300	Rb-Sr	Bateson, 1972
	Granito*	390	Rb-Sr	Kesler et al., 1974
	Feldespatos-K*	336 ± 10	Rb-Sr	Bateson y Hall, 1977
	#	201 ± 8 (205)	K-Ar	Cole y Andrew-Jones, 1979
	#	210 ± 8 (214)	K-Ar	Cole y Andrew-Jones, 1979
	#	228 ± 8 (232)	K-Ar	Cole y Andrew-Jones, 1979
	#	227 ± 8 (231)	K-Ar	Cole y Andrew-Jones, 1979
	Biotita	336	K-Ar	Dawe, 1984
	Circones	418 ± 3.6	U-Pb	Steiner y Walker, 1996
Circones	404 ± 3.3	U-Pb	Steiner y Walker, 1996	
HMR	Biotita	227 ± 7 (231 ± 7)	K-Ar	Bateson y Hall, 1977; Dawe, 1984
	Biotita	223 ± 7 (227 ± 7)	K-Ar	Bateson y Hall, 1977; Dawe, 1984
	Monazita	420	U-Pb	Steiner y Walker, 1996
C/S	Feldespatos-K	428 ± 41	Rb-Sr	Bateson y Hall, 1977
	Biotita	232 ± 5	K-Ar	Bateson y Hall, 1977
	Biotita	222 ± 7 (226 ± 7)	K-Ar	Bateson y Hall, 1977; Dawe, 1984
	Biotita	232 ± 5 (237 ± 5)	K-Ar	Bateson y Hall, 1977; Dawe, 1984
	Biotita	226 ± 8 (230)	K-Ar	Cole y Andrew-Jones, 1979; Dawe, 1984
Bladen	#	232 ± 8 (236)	K-Ar	Cole y Andrew-Jones, 1979

	Riolita*	285	Rb-Sr	Bateson y Hall, 1977
Carolinas [⊕]	Granitos*	595 - 520	Rb-Sr	Fullgar, 1981
	Granitos*	415 - 385	Rb-Sr	Fullgar, 1981
	Granitos*	300	Rb-Sr	Fullgar, 1981
Florida C-E [⊕]	Fd (Qzmonzonita)	527	Rb-Sr	Bass, 1969
	Fd (Qzmonzonita)	546	Rb-Sr	Bass, 1969
	Diorita*	480	K-Ar	Milton y Grasty, 1969
	Biotita (diorita)	524	K-Ar	Bass, 1969
	Biotita (hornfels)	634	Rb-Sr	Bass, 1969
	Fd (Qzdiorita)	530	Rb-Sr	Bass, 1969
	Diorita*	308 ± 5	K-Ar	Milton y Grasty, 1969
	Granito*	226 ± 6	K-Ar	Milton y Grasty, 1969
	Biotita (hornfels)	520	K-Ar	Bass, 1969
	*#	480	K-Ar	Muehlberger, 1966
	Biotitas	527 - 535	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Dallmeyer et al. , 1987
	Hb (anfíbolita)	503	K-Ar	Bass, 1969
	Biotita (gneiss)	530	Rb-Sr	Bass, 1969
	Hb (anfíbolita)	510 - 515	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Dallmeyer, 1989
	Circones	515 - 637 (574)	U-Pb	Mueller et al. , 1994
	Circones	1967 - 2282 (2130)	U-Pb	Mueller et al. , 1994
Alabama [⊕]	Granito*	334 ± 4.8	Rb-Sr	Neathery y Thomas, 1975
	Hb y Bt (gneiss y anfíbolita)	300 - 310	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Dallmeyer. , 1989
	Filita*	316	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Dallmeyer, 1989
DSDP 537 [⊕]	Filita*	456 ± 10 (449 ± 11)	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Schlager et al., 1984
	Hornblenda (anfíbolita)	501 ± 9	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Schlager et al., 1984
	Hornblenda (anfíbolita)	496 ± 8	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Schlager et al., 1984
	Biotita (gneiss)	348 ± 8	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Schlager et al., 1984
	Diabasa*	163 ± 2	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Schlager et al., 1984
	Diabasa*	165 ± 2	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Schlager et al., 1984
	Diabasa*	190 ± 3	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Schlager et al., 1984
DSDP 538 A [⊕]	Hb y Bt metamórficas.	500	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	Schlager et al., 1984
Yucatán Canal	Muscovita	155	K-Ar	Vedder y Dillon 1973

Y Pozos Yucatán, MPR Mountain Pine Ridge, HMR Hummingbird-Mullins River, C/S Cockscomb/Sapote, DSDP Deep Sea Drilling Project. [⊕] Pozo. * Roca Total. # no reportado

APENDICE B
DATOS GEOQUÍMICOS

Rocas Graníticas de las Unidades de Correlación

Belice:

Elementos Mayores

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
¹ BGMPR1	75.58	0.25	12.59	1.81	0.03	0.12	0.59	2.76	5.2	0.05
¹ BGMPR2	75.05	0.24	12.29	2.19	0.03	0.47	0	2.78	5.54	0.04
¹ BGdH1	65.19	0.72	16.06	4.69	0.11	2.11	3.61	3.14	2.25	0.13
¹ BGsH2	66.44	0.61	15.21	4.54	0.11	1.88	1.66	3.46	3.01	0.09
² BTMPR3	65.59	0.58	15.11	6.73	0.1	2.1	4.18	2.92	2.4	0.11
² BGMPR4	63.34	0.49	15.27	5.05	0.07	1.77	2.77	2.85	3.41	0.09
² BGMPR5	70.22	0.34	15	4.33	0.07	0.85	1.73	3.81	3.79	0.1
² BTMPR6	72.82	0.38	13.42	4.95	0.07	1.13	2.33	3.51	2.2	0.1
² BLGmMPR7	73.92	0.24	12.73	3.06	0.06	0.42	0.87	3.41	4.71	0.07
² BLGbMPR8	74.13	0.24	12.78	3.04	0.06	0.41	0.86	3.29	4.7	0.07
² BLGbMPR9	74.21	0.22	13	2.31	0.03	0.37	0.77	3.03	5.36	0.09
² BLGbMPR10	74.56	0.19	12.87	2.1	0.02	0.35	0.97	2.35	6.1	0.04
² BLGbMPR11	75.03	0.2	13.3	3.04	0.04	0.33	0.5	2.8	5.64	0.08
² BLGbMPR12	75.8	0.15	12.71	2.8	0.03	0.25	0.47	3.41	4.88	0.04

Elementos Traza

Muestra	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr
² BTMPR3	121	15	13	0	0	0	57	86	497	235
² BGMPR4	91	11	11	0	0	0	53	154	429	186
² BGMPR5	57	9	6	0	0	0	59	193	447	183
² BTMPR6	78	5	7	0	0	0	60	126	468	213
² BLGmMPR7	9	0	1	0	0	0	51	460	114	57
² BLGbMPR8	40	5	3	0	0	0	36	453	209	45
² BLGbMPR9	35	5	3	0	0	0	20	368	382	64
² BLGbMPR10	25	5	1	0	0	0	16	296	377	25
² BLGbMPR11	43	13	2	0	0	0	54	317	296	31
² BLGbMPR12	49	17	2	0	0	0	15	500	218	21

Muestra	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th
² BTMPR3	0.95	10	4.36	139	33	16
² BGMPR4	1.08	10	4.27	120	29	13
² BGMPR5	1.12	15	4.26	137	20	9
² BTMPR6	0.85	11	3.45	123	17	12
² BLGmMPR7	3.6	24	2.48	62	11	9
² BLGbMPR8	4.08	26	6.08	182	82	42
² BLGbMPR9	2.13	17	4.31	118	91	33
² BLGbMPR10	1.66	21	6.79	196	59	32
² BLGbMPR11	1.72	20	5.6	164	80	28
² BLGbMPR12	4.21	22	5.03	112	52	47

Tierras Raras

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
² BTMPR3	33	67.9	0	30.6	6.31	1.21	0	1.14	0	0
² BGMPR4	21.2	47.5	0	20.9	4.69	0.94	0	0.96	0	0
² BGMPR5	27.6	56.7	0	25.1	5.07	0.95	0	0.84	0	0
² BTMPR6	28.2	59.2	0	26.4	4.98	1.15	0	0.81	0	0
² BLGmMPR7	15.6	35.3	0	16.6	3.81	0.44	0	0.47	0	0

Muestra	Er	Tm	Yb	Lu
² BTMPR3	0	0.51	3.04	0.38
² BGMPR4	0	0.54	2.97	0.42
² BGMPR5	0	0.35	1.75	0.21
² BTMPR6	0	0.3	1.45	0.18
² BLGmMPR7	0	0	0.8	0.09

1: Bateson y Hall, 1977; 2: Jackson et al., 1995. Los elementos mayores estan en %, los elementos trazas y tierras raras en ppm.

Florida, Georgia y Alabama:

Elementos Mayores

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
³ F1	76.8	0.12	12.3	1.3	0.02	0.12	0.38	3.7	4.8	0
³ F2	74.3	0.31	10.4	5.1	0.1	0.17	0.27	3.4	4.7	0
⁴ F11a	63.7	0.62	15.1	6.2	0.11	3.3	1.1	3	2.6	0.2
⁴ F13a	68.7	0.45	15.4	3.63	0.07	3	3.7	1.9	0.95	0.28
⁴ F14a	57	0.75	16.8	8.45	0.17	5.6	6.8	1.6	0.9	0.28

3: Chowns y Williams, 1983; 4: Milton y Grasty, 1969. Datos en %.

Rocas Extrusivas del Área de estudio y de las Unidades de Correlación

Belice:

Elementos Mayores

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
¹ BVB1	73.51	0.18	13.71	1.83	0.03	0.08	0	3.25	5.96	0.06	1.37
¹ BVB2	71.39	0.48	13.63	3.71	0.06	0.16	0.07	3.01	5.91	0.03	1.66
¹ BVB3	79.32	0.07	11.88	0.9	0	0.33	0	4.9	1.44	0.03	1.3
¹ BVB4	71.61	0.53	13.43	2.85	0.04	1.64	0.22	1.13	6.52	0.14	1.84

1: Bateson y Hall, 1977. Datos en %.

Florida, Georgia y Alabama:

Elementos Mayores

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
³ F3	74.3	0.21	12.5	2.5	0.03	0.17	0.27	3.1	5.2	0	0
³ F4	76.6	0.27	11.5	1.1	0.03	0.19	0.21	3.1	5.4	0	0
³ F5	66.4	1.2	13.4	4.7	0.04	1	2.2	3.2	3.7	0	2.7
³ F6	67.2	0.73	13.8	4.4	0.07	1.1	1.6	3.6	3.2	0	3.5
³ F7	73	0.24	12.1	2.2	0.04	0.72	1.9	3.6	1.9	0	3.6
³ F8	63.9	0.61	17.3	5	0.12	1.4	1.6	3	4.8	0	2.8
³ F9	63.3	0.85	16.4	5.7	0.07	3	0.34	3.3	4	0	3.3
³ F10	71	0.55	14.5	3	0.05	1.7	2.5	2.7	2.6	0	0
⁴ F12a	46.8	0.83	17.1	10.3	0.11	10.5	3.2	1.2	3.3	0.12	6.47
⁴ F15a	50.9	1.2	16.6	9.41	0.08	6.2	6.3	3.3	0.57	0.17	4.86
⁴ F16a	52.8	1.1	15.3	13.2	0.22	4.4	8.9	2.5	0.68	0.17	1.61
⁴ F17a	51.7	1.2	17.3	11	0.07	3.1	0.54	1.4	5.5	0.36	7.25
⁴ F18a	57.1	0.73	13.9	7.9	0.14	7.2	4.3	2.7	2.2	0.22	2.92
⁴ F19a	73.3	0.32	13.8	3.1	0.03	0.93	0.02	2.4	3.2	0.08	2.18
⁴ F20a	48.3	0.94	14	9.43	0.19	9.2	8.3	1.5	3.1	0.16	4.95
⁴ F21a	59.1	0.32	13	5.13	0.23	3	4.1	4.3	3.6	0.04	6.6

3: Chowns y Williams, 1983; 4: Milton y Grasty, 1969. Datos en %.