

**REPUBLICA DE CUBA
MINISTERIO DE EDUCACION SUPERIOR
INSTITUTO SUPERIOR MINERO METALURGICO
FACULTAD DE GEOLOGIA Y MINERIA**

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**TESIS EN OPCION AL GRADO CIENTIFICO DE DOCTOR EN
CIENCIAS GEOLOGICAS**

**TITULO: ESTRATIGRAFIA Y PALEOGEOGRAFIA DE LAS
CUENCAS SUPERPUSTAS DE CUBA CENTRO
ORIENTAL.**

AUTOR: ING. JESUS ANTONIO BLANCO MORENO.

TUTOR: DR. C. FELIX QUINTAS CABALLERO

SINTEISIS

La presente investigación titulada Estratigrafía y Paleogeografía de las cuencas superpuestas de Cuba Centro Oriental, tiene como objetivo la generalización de las relaciones estratigráficas de las secuencias acumuladas en las cuencas superpuestas y el desarrollo de un modelo paleogeográfico, que contribuya al conocimiento de la geología y tectónica de la región de Cuba Centro Oriental según las concepciones de la nueva tectónica global, diseñando un modelo alternativo para explicar las condiciones de generación, acumulación y conservación de los yacimientos de petróleo en los sistemas petroleros de la región.

En la investigación se partió del estudio de las clasificaciones geotectónicas y análisis de cuencas sedimentarias realizadas en la región, tomándose como base la sistematización según el concepto de Asociaciones Estructuro Formacionales propuesto por Quintas en 1989; para lo cual se utilizó, la información geológica, geofísica y de perforación de la región de estudio. x

El análisis de la evolución geológica de la porción centro oriental desde el Campaniano Superior hasta el Eoceno Superior, se desarrolla tomando como base teórica un ambiente compresivo de interacción de placas tectónicas, que permitió la ocurrencia de procesos de colisión oblicua y obducción del Arco de Islas Volcánico Cretácico extinto y sus ofiolitas generadas en la cuenca marginal y modificadas en la zona de suprasubducción, con el borde pasivo meridional de la Placa Norteamericana; generándose un conjunto de cuencas propias de estas condiciones tectónicas. Como conclusiones, se pudo determinar que muchos de los modelos geológicos evolutivos confeccionados sobre la Placa del Caribe por lo general no tienen en cuenta parte de las peculiaridades del desarrollo geológico de Cuba.

La sistematización tectonoestratigráfica establecida en las investigaciones para explicar el desarrollo geológico evolutivo para Cuba Centro Oriental permitió definir las siguientes Asociaciones Estructuro Formacionales: AEF del Paleomargen de Bahamas, AEF del Paleomargen Suroccidental del Bloque de Yucatán metamorfizada, AEF del Arco de Isla Volcánico del Cretácico, AEF de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario y AEF de la Neoplataforma.

En los ambientes como el que se estudia, es común el desarrollo de sobrecoorrimientos y movimientos rumbo deslizantes, como resultado inevitable del avance de las escamas tectónicas, apareciendo en estos ambientes cuencas desarrolladas a lo largo de los sistemas de fallas de deslizamientos por el rumbo, cuencas transportadas al dorso de los sistemas de sobrecoorrimientos y el sistema de cuencas de antepaís. Para el territorio estudiado se establecieron cuatro cuencas principales: Cuenca Central y Cuenca Saramaguacán, de tipo tensional; Cuenca Vertientes, de tipo transportada y Cuenca Senado del sistema de antepaís.

Los estudios paleogeográficos permitieron definir que la Cuenca Central presentaba un relieve desmembrado y complejo, con zonas elevadas y hundidas adyacentes con determinado orden marcado por la tectónica. La cuenca marina de Vertientes se desarrolló como una transición de la cuenca de antepaís a una cuenca marina transportada, donde se desarrollaba un margen carbonatado con barreras arrecifales, zonas de periplataforma, y zonas de sedimentación hemipelágicas a pelágicas con sedimentos de cuencas abiertas. Los estudios de la paleogeografía de la Cuenca Saramaguacán indican que la misma se desarrolló en forma de un lago salino aislado, con poca comunicación con el océano, rodeada por elevaciones de alturas medias con pendientes moderadas a altas.

Los resultados de las investigaciones serán de gran interés para las empresas geológicas que trabajan en Cuba Centro Oriental, pues presenta un modelo alternativo del desarrollo de la geología, que redundará en la delimitación de los sistemas petroleros, la sistematización tectonosedimentaria, lo cual debe ser asumido en las futuras campañas de prospección y exploración de minerales útiles en la región.

INTRODUCCION.

La pérdida del mercado preferencial con los antiguos países del CAME y en especial con la desaparecida Unión Soviética, unido al férreo bloqueo del imperialismo yanqui llevó a Cuba a una crisis económica profunda, siendo la pérdida de los suministros estables de petróleo a precios justos respecto al valor de las exportaciones del país, la causa que más ha afectado en el mantenimiento de los niveles productivos y en el desarrollo socioeconómico.

Como consecuencia de lo anterior surgió la necesidad de intensificar las campañas de prospección y extracción de petróleo en la década del 90, iniciándose con recursos propios que se agotaron rápidamente debido a las limitaciones tecnológicas y descapitalización, buscándose una solución alternativa en la licitación de bloques de exploración y extracción a compañías extranjeras que hoy operan en el país.

El conjunto de bloques en licitación tienen una base de información geológica, estructural y geoquímica, que se fue generando y desarrollando a través de largos años de prospección y explotación de yacimientos de petróleo en el archipiélago cubano. Los trabajos fundamentales de investigación geológica dirigidos a la prospección de petróleo de la primera mitad del siglo datan de los años treinta y a finales de la década del 50, en que concluyen las campañas realizadas por compañías extranjeras, principalmente norteamericanas.

Después del triunfo de la Revolución en 1959, y tomando como base el conocimiento geológico existente más la ayuda brindada por los países socialistas en las investigaciones geológicas y en la formación de personal calificado, se sistematiza y aumenta el conocimiento geológico del territorio de la isla, ampliándose las zonas de interés para la prospección y explotación del petróleo. A partir de este desarrollo y los adelantos científico-técnicos en el campo geológico internacional y en especial sobre las principales características que rigen los procesos de formación, migración y acumulación de petróleo en el mismo, se desarrollan modelos de la constitución geológica de Cuba dirigidos a la prospección y exploración de los yacimientos gasopetrolíferos.

Desde el punto de vista geológico regional el territorio cubano es considerado en un sentido amplio como un cinturón plegado y fallado obducido y acrecionado sobre el margen pasivo de Norteamérica, con el desarrollo de cuencas contemporáneas en el periodo comprendido entre el Campaniano Superior y el Eoceno Superior, cubierto por una secuencia sedimentaria oligomiocénica poco deformada. En ese contexto se crearon condiciones favorables para la acumulación y conservación de petróleo, lo que quedó demostrado objetivamente por el

descubrimiento de acumulaciones de petróleo y gas fundamentalmente en las zona de Varadero y la Cuenca Central.

En los últimos años se ha acometido una intensa campaña de prospección y exploración de petróleo y gas por parte de compañías extranjeras, principalmente en los bloques licitados en la porción centro oriental del país, con resultados poco alentadores, creando incertidumbre en el grado de veracidad y actualidad de los modelos geológicos que se utilizan para la región.

A partir del problema analizado se justifica el desarrollo de la presente investigación la cual tiene como objetivo *la generalización de las relaciones estratigráficas de las secuencias acumuladas en las cuencas superpuestas y desarrollo de un modelo paleogeográfico, que contribuya al conocimiento de la geología y tectónica de la región Centro Oriental de Cuba según las concepciones de la nueva tectónica global, diseñando un modelo alternativo que permita una aproximación al explicar las condiciones de generación, acumulación y conservación de los sistemas petroleros de la región.*

Partiendo del conjunto de información geológica que existe sobre la Región Centro Oriental, fundamentalmente la generada durante los trabajos de las brigadas de levantamiento geológico complejo del CAME, así como los reportes de las perforaciones profundas y los trabajos geofísicos para petróleo, fue posible el reconocimiento de la acreción del cinturón plegado-fallado cubano a la placa Norteamericana y su constitución geológica compleja, desarrollada en un ambiente tectónico compresivo, en una colisión oblicua entre placas tectónicas, donde es común el desarrollo de Sistemas de Cuencas de Antepaís, importantes sobrecorrimientos, desarrollo de secuencias de fallas inversas, zonas de triángulos, formación de fallas rumbo deslizantes y cuencas tensionales asociadas a ellas, cuenca de antepaís y cuencas transportadas. A partir de la experiencia mundial está reconocida la importancia que tienen estos ambientes tectosedimentarios en la prospección de petróleo, pues en ellos se dan condiciones geoquímicas y de acumulación de materia orgánica factible de ser transformadas en petróleo, lo que es confirmado por las diversas y profundas investigaciones de especialistas del CEINPET en las rocas que conforman las cuencas más perspectivas del país.

El grado de conocimiento geológico y tectónico de la región es considerado aceptable, aun cuando existen deficiencias en los modelos empleados de regionalización y sistematización tectonoestratigráfico, los que deben ser enriquecidos con los avances en el conocimiento de estructuras geológicas en los límites del cinturón plegado que permitieron esclarecer y precisar la constitución geológica de la región y de sus cuencas sedimentarias en los últimos años.

En los trabajos que a nivel mundial se desarrollan para la prospección de acumulaciones de petróleo y gas en la actualidad, se hace énfasis en las investigaciones de las cuencas

sedimentarias ligadas al desarrollo de la tectónica de placas. En estos estudios, como el que se realiza en estas investigaciones referidas a la Región Centro Oriental del cinturón plegado-fallado cubano, en lo fundamental en las secuencias tectonoestratigráficas de las cuencas sedimentarias mesocenoicas, los análisis son muy difíciles debido a que las cuencas aparecen muy deformadas e incompletas.

El trabajo realizado cae en el campo de las investigaciones regionales, abarca un amplio territorio que comprende las provincias de Ciego de Avila y Camagüey según la división político administrativa del país con un área aproximada de 21 600 km², siendo necesario aclarar que en ocasiones en el análisis tectonoestratigráfico se extiende el área tanto en su extremo oriental como occidental.

Como línea metodológica general de las investigaciones se partió de las clasificaciones geotectónicas y análisis de cuencas sedimentarias modificados para las condiciones concretas, incluyendo el estudio estratigráfico, estructural y geológico evolutivo de las rocas sedimentarias, teniendo en cuenta la riqueza, tipo y maduración de las rocas madres aptas para generar petróleo y gas; los procesos de acumulación del mismo que incluyen las características de las rocas almacén, sellos trampas y la relación entre la formación de las posibles trampas y la migración del petróleo y el gas.

El trabajo efectuado para dar respuestas al objetivo planteado se desarrolló por etapas según los resultados lógicos a obtener y que permitieron un desarrollo ordenado de la investigación geológica. La hipótesis que sustenta la investigación se basa en la posibilidad de establecer un modelo de evolución paleogeográfica y paleotectónica que permita una aproximación al estudio de los sistemas petroleros del territorio, partiendo de la sistematización tectonoestratigráfica según el concepto de Asociaciones Estructuro Formacionales propuesto por Quintas en 1989 y tomando como base, la información geológico-geofísica y perforaciones profundas realizadas en la región de estudio.

La base teórica de la investigación parte del análisis de la evolución geológica de Cuba desde el Campaniano Superior hasta el Eoceno Superior, la que se desarrolla en un ambiente compresivo de interacción de placas tectónicas, que permitió la ocurrencia de procesos de colisión oblicua y obducción del Arco de Islas Volcánico Cretácico extinto y sus ofiolitas generadas en la cuenca marginal y modificadas en la zona de suprasubducción, con parte del borde pasivo meridional de la Placa Norteamericana. Bajo estas condiciones tectónicas se generó un sistema de Cuencas de Antepaís, cuencas transportadas e importantes cuencas tensionales ligadas a la fallas rumbo deslizantes, que a través de la evolución paleogeográfica y paleotectónica sufrieron procesos de

transformación y en las que pudieron existir condiciones para la acumulación de espesores sedimentarios con posibilidades de entrapar y conservar acumulaciones de petróleo.

Los resultados de las investigaciones van a alcanzar la máxima aplicabilidad a partir del aporte que realizan al conocimiento y desarrollo de la geología de Cuba Centro Oriental, al mismo tiempo que presenta un modelo alternativo del desarrollo de la geología de los sistemas petroleros, sobre la base de una nueva sistematización tectonosedimentaria, que puede ser asumido para las futuras campañas de prospección y exploración de petróleo y gas en la región Centro Oriental del país.

En el desarrollo de la tarea científica se han confrontado varias limitaciones dentro de las cuales se destacan por su influencia en la exactitud de los resultados obtenidos las siguientes:

- Alta complejidad geológica y evolutiva del Cinturón plegado de las Antillas Mayores.
- Diferencias en el grado de estudio geológico entre las diferentes áreas debido a la distribución no uniforme de las perforaciones profundas, lo que ha provocado un deficiente amarré de los trabajos geofísicos.
- Insuficiente grado de estudio geoquímico de las rocas del corte estratigráfico Mesozoico-Terciario.
- Bajo grado de aflorabilidad de las secuencias rocosas en una región muy llana, cubierta en lo fundamental por suelos con extensos cultivos y zonas de pastos.
- Dispersión de la información geológica y en general mal nivel de conservación de la misma.
- Dificultades en la obtención de la información por limitaciones en el campo económico y por ende informático.

El autor durante sus años de experiencia profesional ha desarrollado un conjunto de tareas científicas relacionadas con la temática de las investigaciones actuales, así como otras en solución de problemas técnico-productivos y docentes. Como resultado de esos trabajos ha dirigido un total de 11 trabajos de diplomas, un proyecto de investigación, ha publicado un total de 10 artículos científicos, habiendo presentado los resultados parciales en diferentes eventos nacionales e internacionales como el II Congreso Cubano de Geología, en la Primera y Segunda Conferencia Internacional Sobre la Geología del Caribe Noroccidental y el Golfo de México, Congreso Brasileño de Geología.

CAPÍTULO I. CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA DE CUBA CENTRO ORIENTAL.

Introducción.

Metodología de las investigaciones.

Características físico-geográficas de la región.

Cuba en el contexto del Caribe.

Generalidades sobre la geología de Cuba.

Sistematización de las unidades tectonoestratigráfica en Cuba.

La constitución geológica de Cuba Centro Oriental bajo la óptica de las AEF.

Conclusiones.

Introducción.

Las investigaciones estratigráficas, tectónicas y paleogeográficas de un territorio permiten discernir los diferentes eventos geológicos que han generado y modificado el conjunto de cuencas desarrolladas en el mismo. Sobre la base de estos estudios, y teniendo en cuenta investigaciones geoquímicas sobre la acumulación y transformación de la materia orgánica en las cuencas, es posible establecer modelos que permitan dilucidar las posibilidades de generación y conservación de acumulaciones de petróleo dentro de dichas cuencas.

Para dar solución al objetivo de trabajo, después de establecer la base teórica que sustenta la investigación y la metodología seguida para su ejecución, se describen en este primer capítulo las características físico-geográficas de Cuba y en particular del área de estudio. Posteriormente se analizan las relaciones entre los principales elementos tectónicos regionales y los eventos orogénicos a que se han visto sometido estos, llegando al análisis de su interacción en el desarrollo de la placa del Caribe a la cual Cuba perteneció hasta el Eoceno Medio (Draper y Barros, 1994a). Finalmente, se propone una nueva sistematización tectonoestratigráfica para el territorio que servirá de base para futuras investigaciones geológicas.

Metodología de las investigaciones.

La metodología desarrollada en esencia no difiere de la seguida durante las investigaciones geológicas generales con tres etapas fundamentales. En la Primera Etapa o Preliminar, se estableció el área de trabajo, siguiendo la máxima que ésta debía garantizar que quedaran incluidas en ella las estructuras que condicionaran la dinámica de la generación de las cuencas que conforman el territorio estudiado. Se asumió el área comprendida entre los sistemas de fallas

La Trocha y Las Tunas, extendiéndose de norte a sur hasta las plataformas meridional y septentrional que bordean a las provincias de Ciego de Avila y Camagüey fundamentalmente, con un área aproximada de 21 600 km².

En esta etapa se procedió a la selección de los materiales primarios, y la búsqueda y revisión bibliográfica. La información geológica y geofísica se obtuvo en su mayor porcentaje de los informes de los levantamientos a escala 1: 250 000 y 1: 50 000 desarrollados por las brigadas del CAME en la mayor parte del área estudiada, así como del conjunto de datos obtenidos por las perforaciones para la prospección de petróleo y gas.

Los métodos de investigación aplicados comprenden la utilización simultánea del análisis del registro estratigráfico en las cuencas sedimentarias, estudios tectónicos y paleotectónicos, así como el uso de informaciones geofísicas y datos de perforaciones someras y profundas.

La Segunda Etapa, consistió en el análisis estratigráfico y tectónico del área de investigación. Durante el desarrollo de esta etapa se confeccionaron las columnas generalizadas de las cuencas estudiadas en el territorio, lo que tuvo como objetivo fundamental la determinación del registro estratigráfico, determinándose además, los límites de las cuencas por sus evidencias tectónicas y geofísicas. Se estudiaron las principales estructuras tectónicas, en particular su desarrollo en el tiempo al ser las mismas responsables de la generación y modificación de las cuencas sedimentarias estudiadas; en esta etapa se realizaron trabajos de control de campo. Las correlaciones estratigráficas, análisis de potencias y mapas estructurales para la región fueron realizados a partir de los datos de las perforaciones.

Como conclusión de esta etapa se propone una nueva sistematización tectonoestratigráfica para la Región Centro Oriental estudiada y se desarrolla un modelo para el sistema de cuencas de antepaís.

Durante la Tercera Etapa, se procedió al procesamiento de la información obtenida, confección de los mapas paleogeográficos, establecimiento del modelo de evolución tectonosedimentario que nos permitió una aproximación a los sistemas petroleros de la región y la redacción de la memoria escrita y anexos que conforman la presente investigación.

Características físico-geográficas.

El archipiélago cubano está compuesto por miles de islas e islotes que abarcan un área total de 110 992 km². (Oliva, y otros, 1989), destacándose por sus mayores dimensiones la Isla de Cuba y la Isla de la Juventud. En la Figura 1 se muestra la división político administrativa por provincias resaltando el área correspondiente a las de Ciego de Avila y Camagüey, donde se realizó fundamentalmente la presente investigación.

Las características físico-geográficas y climáticas en el arco insular de las Antillas Mayores, están condicionadas por su posición en la zona de interacción de las placas Norteamericana y del Caribe; por su ubicación en el límite septentrional de la zona de bosques tropicales periódicamente húmedos y por la influencia de las oscilaciones paleoclimáticas del Cuaternario.

En la región centro oriental que constituye el área de interés de las investigaciones, el sistema montañoso más importante es el Macizo Guamuhaya (Escambray), compartido por las provincias de Cienfuegos y Sancti Spiritus, con dos estructuras cupuliformes: Trinidad, con altura máxima 1140 m. y Sancti Spiritus con 737 m. de altura. Los demás sistemas orográficos relevantes se encuentran en la provincia de Camagüey, donde aparecen las sierras de Cubitas y Camaján al norte, con alturas máximas de 279 y 301 m. respectivamente. Topográficamente la mayor parte del área restante presenta un relieve de llanura, que se extiende desde Ciego de Avila hasta la provincia de las Tunas donde se reconocen las llanuras Júcaro-Morón, Meridional y Septentrional, así como el Peniplano Florida-Camagüey-Las Tunas (Díaz-Díaz, 1989).

El clima, muestra como característica más notable un predominio de condiciones tropicales marítimas y la distribución estacional de las lluvias (Díaz-Cisneros, 1989). Las temperaturas varían con las estaciones y la altitud, encontrándose en el régimen anual que las llanuras poseen temperaturas del orden de los 24 °C. Las precipitaciones atmosféricas, son las que experimentan mayores variaciones en el tiempo y el espacio, influenciado por el sistema general de circulación del aire, los contrastes del relieve, así como por el calentamiento irregular de la tierra y la superficie de las aguas (Díaz-Cisneros, 1989).

La posición latitudinal y la configuración alargada y estrecha de Cuba, condicionan determinadas peculiaridades en la disposición de la red fluvial, distinguiéndose un parteagua principal situado al centro y a todo lo largo del territorio. En la región central se presenta un escurrimiento fluvial más uniforme que en el resto del país, determinado por una mejor distribución anual y espacial de las precipitaciones (Planos-Gutierrez, 1989). Algunos de los ríos más importantes de la región son Zaza, Jatibonico del Sur, Las Yeguas, Altamira, San Pedro, Najasa, Sevilla, Tana y Jobabo en la vertiente sur y en la vertiente norte Jatibonico del Norte, Caonao, Máximo, Saramaguacán y Las Cabrerías.

La flora del archipiélago cubano pertenece a la provincia fitogeográfica cubana que forma parte de la subregión antillana de la región del Caribe, perteneciendo al reino neotropical. (García-Rivero, 1989). La subprovincia Cuba Central es la más extensa y pobre en endemismo, teniendo las mayores relaciones con Centro, Sudamérica y con Bahamas. La alta variabilidad de las comunidades vegetales está condicionada fundamentalmente por los diferentes substratos

geológicos y grupos de suelos, entre los que se destacan los relacionados con las serpentinitas, las cuales presentan la fitocenosis con mayor cantidad de endemismo (García-Rivero, 1989).

Cuba en el contexto geológico del Caribe.

Dentro de la complicada evolución geológica que presenta la región del Caribe, la Isla de Cuba es uno de los mayores retos al conocimiento y estudio de la misma, dado por su gran extensión territorial y el conjunto geológico que presenta, que permite aclarar el desarrollo geológico del Caribe hasta el Cenozoico.

En la actual constitución geológica de Cuba se reconoce el substrato plegado alpino -cinturón plegado cubano- y la neoplataforma -neoautóctono- (Iturralde-Vinent, 1996, 1997). El cinturón plegado cubano está acrecionado al Paleomargen de Bahamas, en el que se desarrolla una estructura de plataforma; sin embargo hasta el Eoceno fue parte integrante de la Placa del Caribe. En el archipiélago cubano está presente el registro tectonoestratigráfico representativo de las diversas etapas del desarrollo del Caribe: el arco de islas volcánicas del Mesozoico, el arco de islas volcánicas del Terciario, restos de la corteza del Protocaribe y los márgenes continentales de la apertura inicial de Pangea a nivel del *Thetys* americano y su posterior deriva. La separación del cinturón plegado cubano de la placa del Caribe estuvo asociada al desarrollo del límite transformante Swan-Cayman-Oriente y su edad se estima iniciada entre el Eoceno Medio y el Eoceno Superior (Draper y Barros, 1994a; Mann y otros, 1995; Proenza, 1997) y concluida en el Mioceno (Mann y otros, 1995).

La Placa del Caribe limita a lo largo de la mayor parte de su perímetro, con las placas Norteamericana y Suramericana (Molnar y Sykes, 1969; Sykes y otros, 1982; Byrne y otros, 1985; Mann y otros, 1995). Hacia el oeste, en una relación convergente, limita con dos placas integrantes de la cuenca del Pacífico, la Placa de Cocos en América Central y la de Nazca en el istmo de Panamá (Villaseñor, 1995) como se muestra en la Figura 2.

La placa del Caribe actualmente se mueve hacia el este con respecto a las placas Norteamericana y Suramericana, con una velocidad de 1 a 2 cm/año (Mann y otros, 1991; Lundgre y Russo, 1996). El Caribe constituye una región muy compleja desde el punto de vista geológico, por ende, el ambiente geodinámico imperante durante su génesis y posterior evolución geológica; ha permitido una gran variedad de modelos que intentan explicar estos (Malfait y Dinkleman, 1972; Pindell, 1985; Pindell y Barrett, 1990; Morris y otros., 1990; Ross y Scotese, 1988; Sawyer et al., 1991; Marton y Buffler, 1992; Iturralde-Vinent, 1994, 1996, 1997).

Los modelos propuestos para explicar el origen y evolución de la Placa del Caribe, aceptan una migración relativa de esta hacia el este, respecto a las placas Norteamericana y Suramericana. La

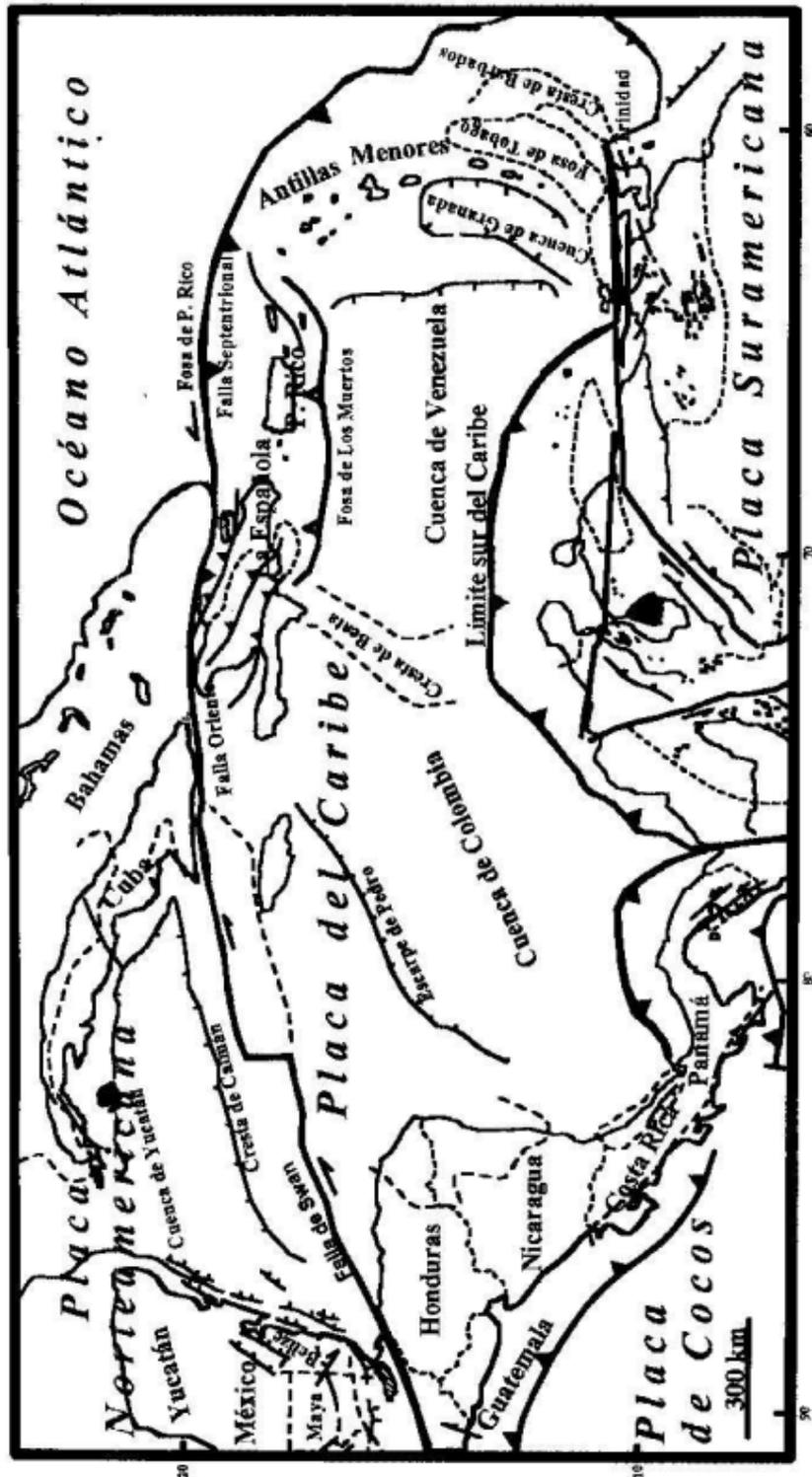


Figura 2: Posición de Cuba en el Caribe, modificado de Pindell, 1994.

polémica actual se centra en el origen de la litosfera oceánica de la Placa del Caribe, explicado bajo puntos de vista diferentes. Uno de ellos plantea la generación de la litosfera oceánica del Caribe entre las Américas, lo que es conocido como "Caribe Autóctono" (Anderson y Schmidt, 1983; Donnelly, 1989; Iturralde-Vinent, 1994, 1996) y el otro modelo propone un origen Pacífico de la litosfera del Caribe, conocido como "Caribe Alóctono" (Duncan y Hargraves, 1984; Ross y Scotese, 1988; Pindell, 1985; Pindell y Barrett, 1990; Draper, y otros 1996; Draper, y Gutiérrez-Alonso, 1997, Lapiere, y otros. 1997).

Los modelos que plantean el origen Pacífico de la Placa del Caribe aún son incompatibles con la constitución geológica de Cuba (Iturralde-Vinent, 1994, 1996, Proenza, 1997). Estos modelos consideran que las ofiolitas de la parte norte de Cuba son restos de la corteza del Protocaribe; y que el Arco de Islas Volcánico del Mesozoico están edificado sobre una corteza oceánica proveniente del Pacífico (Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barrett, 1990); producto a la existencia de una zona de subducción buzando hacia el sur en el Albiano (Pindell, 1994) y vinculando la actividad volcánica desde el Paleoceno al Eoceno Medio con una zona de subducción localizada al norte de las Grandes Antillas buzando hacia el sur, (Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; Pindell, 1994).

Los anteriores argumentos son contradictorios con las siguientes características de la geología de Cuba:

- a) Los depósitos de rocas sedimentarias relacionados con el paleomargen de la Plataforma Mesozoica de Las Bahamas en Cuba contienen intercalaciones de rocas volcánicas dentro de la sección Albiano-Turoniano (Iturralde-Vinent, 1996), lo que sugiere que el arco de islas y la Plataforma de Las Bahamas estaban relativamente próximas en ese tiempo.
- b) Los resultados paleomagnéticos demuestran que las rocas volcánicas cretácicas presentes en Cuba Central fueron parte del Arco Cretácico de las Grandes Antillas y que se originaron en la Placa del Caribe (Renne y otros, 1991).
- c) Las ofiolitas del norte de Cuba –ofiolitas septentrionales (Iturralde-Vinent, 1996)- son características de una cuenca de retroarco-mar marginal (Iturralde-Vinent, 1996, 1997) modificadas en una zona de suprasubducción (Proenza, 1997, Proenza y otros, 1999). Los niveles volcanosedimentarios de la secuencia ofiolítica han sido datados como Hauteriviano-Turoniano (Iturralde-Vinent, 1996), mientras que las secuencias volcanosedimentarias toleíticas a calcoalcalinas del Arco de Isla Cretácico son de edad Albiano-Campaniano (Iturralde-Vinent, 1996). Esto sugiere que la cuenca donde se formaban los niveles volcanosedimentarios de las ofiolitas se desarrollaba al mismo tiempo que el arco volcánico. Esta relación espacio-temporal entre las ofiolitas y el arco de islas volcánico es sustentada también por los rasgos geoquímicos

de los niveles de gabros de la secuencia ofiolítica del norte de Cuba (Fonseca y otros, 1984, 1985), siendo indicadores del ambiente genético de suprasubducción (Proenza, 1997, Proenza y otros, 1999).

d) La distribución de las rocas volcánicas del Paleoceno al Eoceno Medio en Cuba no apoyan la hipótesis de una zona de subducción buzando hacia el sur. En Cuba están bien expuestas las rocas pertenecientes a la zona de la parte axial del Arco de Islas y las de la cuenca de retroarco (García, y otros, 1996); en cambio, no se han reconocido las rocas típicas de la zona de subducción (Iturralde-Vinent, 1996).

e) La distribución del registro sedimentario de los márgenes de la apertura del Protocaribe en la zona del Escambray, en la Isla de la Juventud, en las secuencias enterradas al sur de Santa Cruz-Guayabal, al sur de la Provincia de Camagüey y en el "Terreno Asunción" en el extremo oriental de Cuba (Blanco y Proenza, 1994), no son tomados en consideración en muchas de estas hipótesis, cuando es evidente su correlación con el registro fósil y estratigráfico de las secuencias del norte de la isla.

Generalidades sobre la geología de Cuba.

Las rocas más antiguas que afloran en Cuba datan del Precámbrico (900 Ma) (Renne y otros, 1989); sin embargo, la historia geológica de la isla sólo puede descifrarse a partir de su registro estratigráfico y tectónico desde el Jurásico en que ocurre la apertura del Protocaribe (Khudoley y Meyerhoff, 1971).

El estilo tectonoestratigráfico que conforma la geología actual de la Isla de Cuba es distintivo al de las demás islas de las Grandes Antillas, siendo evidentes también diferencias dentro del territorio de la isla entre las características de las secuencias rocosas y los estilos tectónicos a ambos lados de la cuenca Cauto-Nipe que pueden ser generalizados como sigue:

Amplio desarrollo del complejo ofiolítico en la porción noreste de Cuba Oriental (Iturralde-Vinent, 1996; Proenza, 1997; Proenza y otros, 1999), el afloramiento con carácter casi exclusivo para esta región del llamado Arco Volcánico del Paleógeno (Cobiella, 1978, 1988; Quintas, 1989; Quintas y Blanco, 1993, Quintas, y otros 1994; Iturralde-Vinent, 1996), representando el evento magmático del Terciario de mayor importancia en las Grandes Antillas y que genera el mayor volumen de vulcanitas e intrusivos en el intervalo Paleoceno-Eoceno, localizado en Cuba oriental y representado por el Grupo El Cobre y las formaciones Sabaneta y Vigía, aunque se reconocen algunas intercalaciones pequeñas en Cuba central como es el caso de la Fm. Vertientes y en la occidental, la Fm. Universidad (Cobiella, 1988, García y otros, 1986; Blanco y Proenza, 1994; Quintas, 1989; Iturralde-Vinent 1996).

De igual forma secuencias equivalentes a las del paleomargen de Bahamas en esta región, están metamorfozadas, aflorando en el "Terreno Asunción" (Blanco y Proenza, 1994), lo que indica una evolución y grado de deformación tectónica diferente. No se reportan grandes intrusivos de granitos del arco Cretácico en Cuba Oriental, desarrollándose sobre las secuencias mesozoicas del cinturón plegado -ofiolitas y rocas del arco volcánico del Cretácico- cuencas de antepaís con importantes espesores de secuencias molásicas conglomeráticas y flyschoides de la transición cretácica-terciaria, apareciendo a la vez estas cuencas cubiertas por importantes espesores de rocas volcanoplutónicas y secuencias volcánicas sedimentarias, representantes del Arco de Islas Volcánico del Terciario -Paleoceno-Eoceno Medio- ampliamente distribuidas en el sistema montañoso de la Sierra Maestra.

El cinturón plegado cubano está mejor representado en la parte occidental y central de Cuba, caracterizado en lo fundamental por la presencia de rocas del Arco de Islas Volcánico del Cretácico, más una corteza ofiolítica que cabalga sobre las secuencias terrígeno-carbonatadas y carbonatadas del antiguo margen continental de edad Jurásico-Cretácico (Meyerhoff y Hatten, 1974; Quintas, 1989; Draper y otros 1994; Iturralde-Vinent, 1996).

Todo el conjunto aparece complejamente deformado producto al proceso de colisión (Ross y Scotese, 1988; Pindell y otros, 1988, Pindell, 1994), y según los modelos y cinemática de las placas en convergencia, se desarrolló una colisión oblicua (Mann y otros, 1995) del Arco de Isla Volcánico Cretácico y las ofiolitas con las rocas del paleomargen continental, que provocó la obducción del cinturón ofiolítico del mar marginal, desde fines del Cretácico Superior al Eoceno Medio, con el correspondiente desarrollo de plegamiento y cabalgamientos en dirección septentrional, con magnitudes diferentes de desplazamiento, originándose fallas de deslizamiento por el rumbo con sus respectivas cuencas tensionales. Como consecuencia de las relaciones tectónicas entre las diferentes estructuras geológicas implicadas en la obducción y colisión, se desarrollaron importantes cuencas transportadas, sistema de cuencas de antepaís y cuencas tensionales que en la actualidad presentan gran importancia en la exploración de acumulaciones de petróleo; todo este conjunto y su evolución geológica están descritos en los capítulos dos y tres.

El cinturón ofiolítico cubano -ofiolitas septentrionales (Iturralde-Vinent, 1996) - se extiende a lo largo de toda la parte norte de la isla, desde Cajalbana en Pinar del Río en su porción occidental, continuando por Mariel hasta Holguín y llegando hasta Baracoa, en él están presentes todos los niveles de una secuencia ofiolítica ideal, aunque desmembrada tectónicamente (Iturralde-Vinent, 1997; Proenza, 1997, Proenza y otros, 1999). Estas ofiolitas han sido interpretadas como un

sistema deformado de cuencas de retroarco-mar marginal (Iturralde-Vinent, 1994, 1996, 1997; Proenza 1997, Proenza y otros, 1999).

El Arco Volcánico Cretácico mejor expuesto y estudiado en la porción occidental de la isla se compone de depósitos volcanosedimentarios del Aptiense al Campaniense Medio, los cuales son atravesados por rocas graníticas (Millán, y Somin, 1985; Iturralde-Vinent, 1996). El volcanismo es típicamente toleítico a calcoalcalino, aunque en las partes superiores de la secuencia llega a ser alcalino (Díaz de Villalvilla y Dilla, 1985; Talavera y otros 1986; Iturralde-Vinent, 1996, 1997). Estas rocas volcánicas en general cabalgan las ofiolitas del cinturón septentrional; aunque en determinadas áreas, mantos tectónicos de ofiolitas son los que cabalgan a las rocas volcánicas (Antiforma de Holguín, Pozo Ramón 1 y Júcaro 1) en una compleja melange. En otras zonas, las rocas volcánicas cabalgan sobre los depósitos del Paleomargen continental de Las Bahamas, el que constituyó una estructura de extensión general con un basamento Paleozoico-Mesozoico, sobre el que se edificó una secuencia de sedimentos con facies de ambientes de deposición desde plataforma hasta batial abarcando el registro estratigráfico desde el Jurásico Superior al Cretácico Maastrichtiano (Meyerhoff, y Hatten, 1974; Iturralde-Vinent, 1996, 1997; Echevarría-Rodríguez y otros, 1991; Alvarez y otros, 1998).

Según Iturralde-Vinent (1994, 1996, 1997), el basamento del arco volcánico es una corteza oceánica de edad pre-Aptiano, la cual ha sido reconocida en Cuba Central y Oriental por las Anfibolitas Mabujina y Anfibolitas Guira de Jáuco respectivamente. Sobre la polaridad del arco, tema de controversia en los estudios de la evolución geológica del Arco de Islas Volcánico del Cretácico, aceptamos que la zona de subducción sobre la que se desarrolló el arco volcánico tenía una inclinación hacia el norte en todo su desarrollo (Iturralde-Vinent, 1981, 1988, 1994, 1996, 1997; Rosencrantz, 1996).

Sistematización de las unidades tectonoestratigráfica en Cuba.

El conocimiento geológico de la Isla de Cuba tiene aún un insuficiente grado de estudio dado entre otras causas por la alta complejidad de su constitución geológica debido a la colisión y obducción sobre el antiguo margen pasivo de Las Bahamas del Arco de Islas Volcánico más las ofiolitas desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno; por la confusión y dispersión de la información geológica-geofísica debido a la diversidad de escuelas de geólogos que han trabajado en la isla (Norteamericana, Holandesa, Rusa, Húngara, Polaca, Alemana, Checa, Eslovaca, Búlgara y Cubana), lo que ha originado además el desarrollo de varios modelos de sistematizaciones tectonoestratigráficas al generalizar la constitución geológica de Cuba

(Khudoley y Meyerhoff, 1971; Nagy y otros, 1983; Hatten, 1988, Mossakovsky y otros, 1988; Quintas, 1989; Puscharovski y otros, 1989; Iturralde-Vinent, 1994, 1996, 1997; Cobiella, 1998).

En los geólogos cubanos es de uso corriente las sistemáticas tectonoestratigráficas según el concepto de Zona Estructuro Facial (ZEF) (Khudoley y Meyerhoff, 1971); la de Unidades Tectonoestratigráficas (UTE) (Hatten y otros, 1988) de amplio uso entre los geólogos del petróleo (Echevarría-Rodríguez y otros, 1991); así como la de Asociación Estructuro Formacional (AEF) desarrollada por Quintas (1989) (Quintas, 1992); existiendo un conjunto de trabajos donde se han expuesto sistematizaciones según las concepciones de Terreno Tectonoestratigráfico (Iturralde-Vinent, 1991; Quintas y Blanco, 1994; Blanco y Proenza, 1994; Haynes, 1994); y en trabajos recientes se reconoce la constitución geológica del territorio cubano, por dos niveles principales: el sustrato plegado alpino y el neoauctóctono (Iturralde-Vinent, 1994, 1996, 1997)

Una generalización sobre las concepciones de algunas de estas sistemáticas tectonoestratigráficas y comentarios críticos sobre las mismas lo desarrollamos a continuación.

Zona Estructuro Facial (ZEF). El concepto de ZEF es una definición alcanzada a partir de su desarrollo que se remonta a trabajos de Rutten (1936) y continua con Bronniman y Pardo (1956), que son los primeros en definirla como "zonas o fajas paralelas" y posteriormente revisada y ampliada por Hatten (1958), Ducloz y Vuagnat (1962), Furrzola Bermúdez (1964, 1965), Meyerhoff y Hatten (1968). En 1971 Meyerhoff y Khudoley la definen como "*zona o faja paralela en gran medida estrecha y alargada, con estilos estructurales y estratigráficos dados*"; siendo la más reciente aplicación del concepto el Mapa Tectónico de Cuba a escala 1: 500 000 de Puscharovski y otros, (1989).

Aún se mantiene el uso casi generalizado de esta sistematización tectonoestratigráfica según los conceptos de ZEF (Draper y Barros, 1994b) como se ejemplifica en las figuras 3 y 4, la que se ha modificado al declararlas como fajas o nappes limitados por fallas, que tienen características distintivas en su estratigrafía, grado de metamorfismo y paleogeografía; que las hacen distintivas. Todo ello ha conllevado a que las ZEF se aproximen al concepto de "Terreno Tectonoestratigráfico" dado por Howell (1985).

Sobre el concepto de ZEF se ha discutido su validez metodológica y práctica por varios autores (Knipper y Cabrera, 1974; Quintas, 1989; Blanco y Proenza 1994, 1998); y haciendo una generalización de ellas sobresalen las siguientes dificultades:

- La definición de las zonas por las características morfológicas actuales, lo que implica la sumatoria de ciclos tectonosedimentarios.
- La falta de generalidad de los estilos tectónicos en algunas zonas, fundamentalmente en las vulcanitas cretácicas.

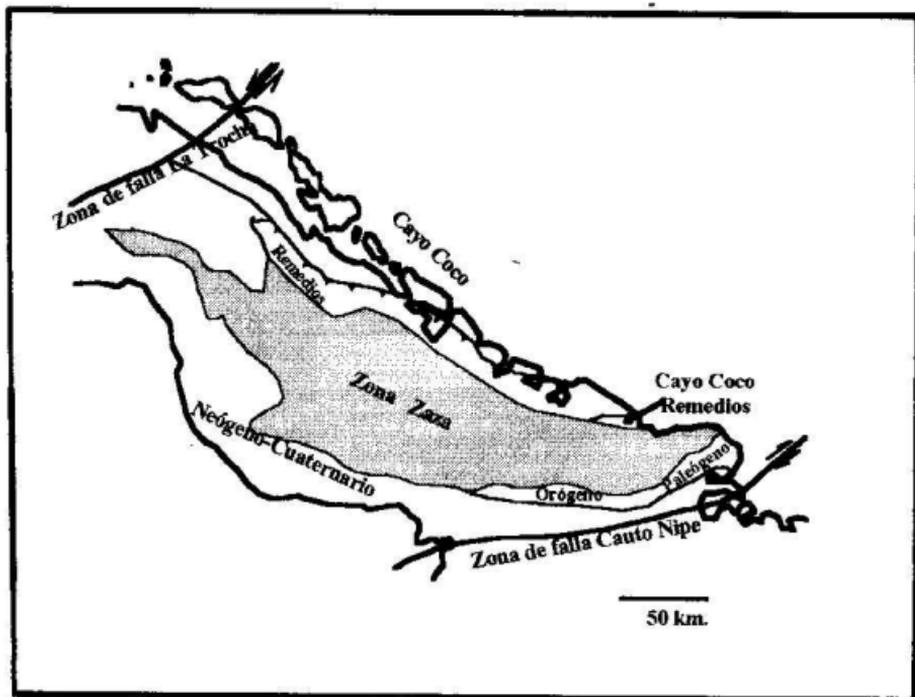


Figura 3: Zona Estructuro Facial de Cuba Centro Oriental, según Draper y Barros, 1994.

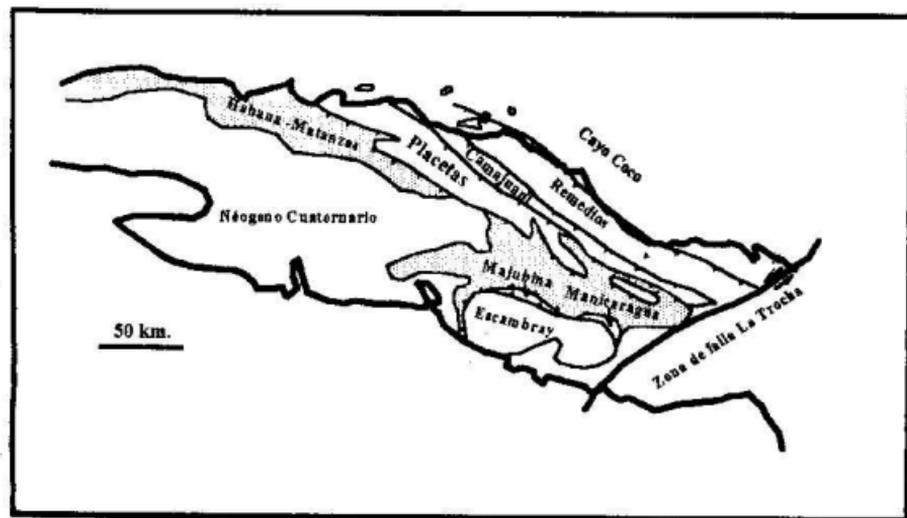


Figura 4: Zona Estructuro Facial de Cuba Central, según Draper y Barros, 1994.

- La unificación de conjuntos rocosos con estilos tectónicos y desarrollo estratigráfico diferentes, ejemplo la Zona Auras, (Nagy y otros, 1983).
- Proliferación de zonas de distintos nombres pero realmente equivalentes, como ZEF Tunas y ZEF Zaza en Cuba oriental.

Unidad Tectonoestratigráfica. (UTE). Esta sistemática es ampliamente utilizada en los trabajos de prospección y exploración de petróleo y gas para caracterizar las secuencias del registro estratigráfico del paleomargen de las Bahamas que aflora en la porción septentrional del país (Echevarría-Rodríguez y otros, 1991; Alvarez y otros, 1998; Domínguez y otros, 1998). Su utilización puede ser interpretada partiendo de su concepto de *"mezcla de unidades litoestratigráficas, resultado de una deformación tectónica o como una sucesión geográficamente descrita de unidades de rocas principales que fueron depositadas bajo determinadas condiciones ambientales"* (Bates y Jackson, 1987). Esta clasificación ha llevado a que sea necesario utilizar otra sistemática para las secuencias del arco y las ofiolitas (Terreno Zaza), así como para las secuencias mesozoico-terciarias de las cuencas desarrolladas en el proceso de colisión. Sus dificultades son similares a las planteadas para la ZEF.

Terreno Tectonoestratigráfico. A partir de las concepciones de Howell, (1985, 1995); se han realizado investigaciones donde se han sistematizado algunas porciones del territorio según una división en Terrenos Tectonoestratigráfico. Dentro de los trabajos más importantes se encuentran los de Iturralde-Vinent en 1991 que abarca globalmente la isla, los trabajos de Haynes, (1994) referidos a la zona occidental y en la región oriental los elaborado por Quintas y Blanco, (1994); Blanco y Proenza, (1994).

Asociaciones Estructuro Formacionales (AEF). La sistematización de las unidades tectonoestratigráfica según la concepción de AEF fue propuesta para Cuba Oriental por Quintas y Proenza en 1989. En estas investigaciones se precisa la concepción de las Asociaciones Estructuro Formacionales (AEF) al definir las como *"conjunto de unidades litológicas, que muestran estilos tectónicos, magmáticos, metamórficos y secuencias estratigráficas, ligados al desarrollo de una unidad geotectónica determinada -arco de islas volcánicas, márgenes continentales pasivos, dorsales oceánicas, cuencas de retroarco y cuencas transportadas- como unidades controladas por la evolución de la corteza terrestre en una región concreta"*.

Según esta concepción, las relaciones espaciotemporales, genéticas y estructurales existentes entre las unidades litológicas que la integran, son representativas de los ciclos tectónicos y de sedimentación que caracterizan las unidades geotectónicas; y las diferentes fases del desarrollo tectónico, magmático, metamórfico que están recogidos en la columna sedimentaria. Al igual que en otras concepciones de clasificación está se basa en los principios de la tectónica de placas

y de las relaciones entre las mismas, tales como los movimientos de divergencia, convergencia y transformación y colisión (Kingston y otros, 1983a,b; Bois, 1982, DeCelles y Giles, 1996).

La AEF está determinada a partir del reconocimiento de las paleounidades geotectónicas que están ligadas a la historia geológica de una región, donde es posible observar su unidad sistémica a pesar de los efectos de eventos tectónicos y térmicos sobreimpuestos que forman parte de desarrollo de una región determinada; como pueden ser las fases de apertura, deriva y cierre de océanos, que conlleva a la formación de cinturones móviles (Bois, 1982) algo semejante a la evolución de Cuba, aunque se debe olvidar que la historia de las unidades geotectónicas pueden ser similares en aspectos generales, pero muestran importantes diferencias en detalles (Kingston y otros, 1983a). Por ello, en su reconocimiento se debe dar prioridad a la particularidades geológicas que permiten discernir sobre la génesis de las geoestructuras que se relacionan como son las características estratigráficas, estructurales, geoquímicas, petrográficas y geofísicas.

Proponemos un conjunto de parámetros o elementos que nos permiten discernir o identificar una AEF, estos pueden ser ampliados a medida que el conocimiento geológico de la zona estudiada se amplíe y pueden modificar la delimitación inicial. Estos son: corteza de la placa sobre la que se edifica la AEF, tipo y estilo del movimiento de la placa en que se desarrolla la estructura geotectónica caracterizada, que permitirá determinar las cuencas desarrolladas y el estudio de su registro sedimentario, geoquímica del volcanismo y el magmatismo, tipo de metamorfismo, y estilo de las deformaciones tectónicas presentes.

El uso de esta sistematización permite localizar e identificar las estructuras geotectónicas que se desarrollaron y desarrollan en una región del planeta por la interacción de las placas, permitiendo ordenar la evolución geológica de las zonas complejas, como los cinturones plegados y fallados. Todo ello implica un mejor ordenamiento en la prospección de las posibles ocurrencias de acumulaciones de minerales útiles genéticamente relacionadas a su desarrollo (Quintas, 1989). Cada AEF está definida y nombrada a partir de la unidad tectonomagmática o tectosedimentaria donde se genera. En dependencia de la complejidad geológica, pueden establecerse sub-AEF cuando el conocimiento de sus particularidades geológica, geoquímicas y geofísicas lo permiten.

La constitución geológica de Cuba Centro Oriental bajo la óptica de las AEF.

En el desarrollo de estas investigaciones acotaremos el espacio de distribución de las AEF a la región situada entre los sistemas de fallas La Trocha y Cauto-Nipe, territorio abarcado por las provincias de Ciego de Avila, Camagüey, Las Tunas y la porción occidental de la Provincia Holguín como se muestra en la Figura 5.

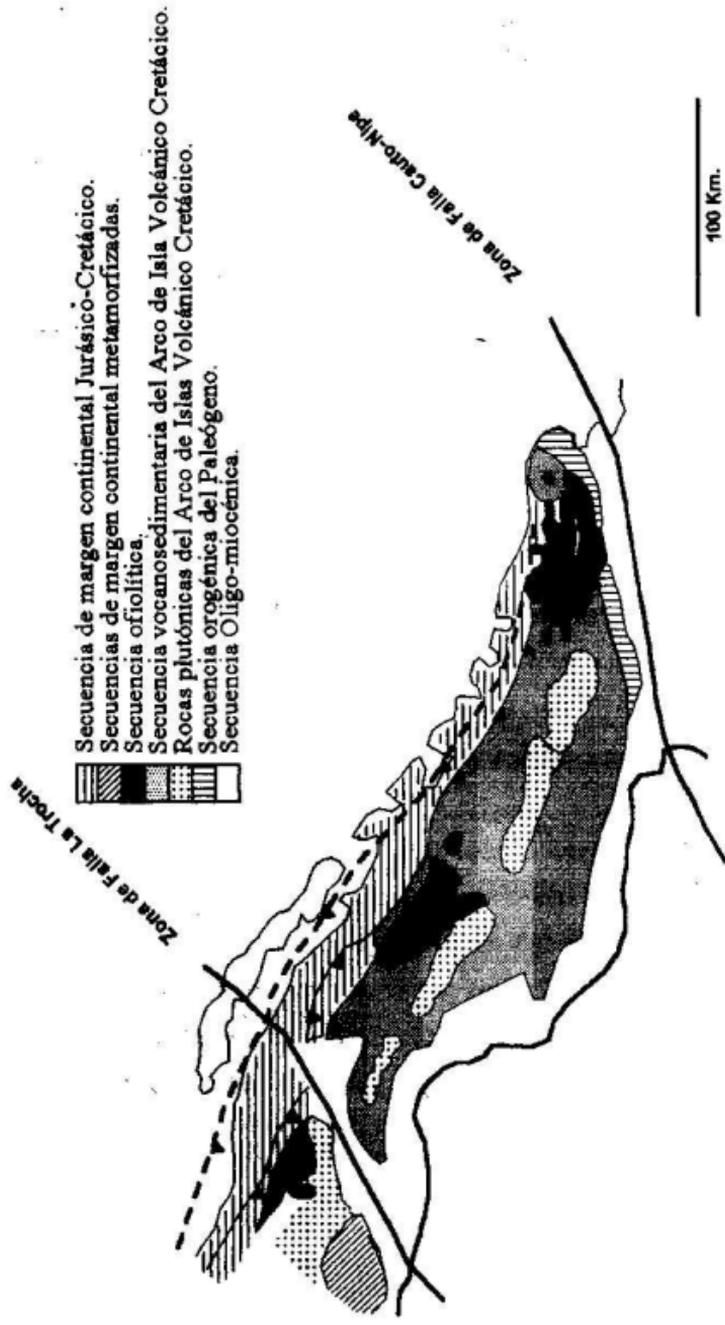


Figura 5: Esquema de constitución geológica de Cuba Centro Oriental.

De norte a sur y con una extensión lateral no uniforme, en la región Centro Oriental de la isla es posible describir las diferentes AEF involucradas en la orogenia que formó el cinturón plegado cubano y las formadas durante y después de concluido el proceso como se muestra en la Figura 6 para Cuba Central y en la Figura 7 para Cuba Centro Oriental, área de la investigación.

En su parte más septentrional aparece un conjunto de secuencias sedimentarias que van desde carbonatadas de aguas profundas con intercalaciones de silicitas a típicos bancos carbonatados de plataformas, llegando a secuencias evaporíticas típicas de ambientes restringidos, con edades jurásicas a cretácicas. En un tiempo estas secuencias fueron denominadas como miogeosinclinal (Meyerhoff y Khudoley, 1971) y actualmente se reconocen como las secuencias depositadas durante la apertura y desarrollo del *Thetys* Americano y las denominadas como AEF del Paleomargen Meridional de la Placa Norteamericana.

Al sur de estas secuencias aflora un perfil tectonoestratigráfico típico del desarrollo de un arco de isla volcánico (eugeosinclinal), denominada como AEF del Arco de Islas Volcánico del Cretácico, en una relación tectónica compleja con la secuencia ofiolítica, de las que se discute ampliamente sobre su origen y alteraciones a las que han sido sometidas posteriormente (Iturralde-Vinent, 1996; Proenza, 1997); y que la consideramos como una sub-AEF de la AEF del Arco de Islas Volcánico del Cretácico.

En el extremo suroccidental, en la zona límite con la Región Centro Oriental marcado por el sistema de fallas La Trocha aflora el complejo metamórfico más importante y que genera las mayores contradicciones al explicar el desarrollo geológico de la isla, tanto por las características del metamorfismo invertido de sus secuencias, al ser de mayor grado en las periferias de las cúpulas que en el centro de las mismas (Somin y Millán, 1985); así como por la posición espacial original en el Caribe de la cuenca de deposición de las rocas que hoy conforman esta estructura, que correspondieron a secuencias terrígenas y carbonatadas de edad Jurásico-Cretácico (Cobiella, 1984). Estas secuencias metamorfizadas se determinaron por métodos geofísicos al sur de la provincia de Camagüey en la zona de Santa Cruz del Sur-Guayabal, (Pardo, 1996).

Algunos autores señalan una correlación estratigráfica entre las formaciones del complejo metamórfico Escambray y los sedimentos de la Formación San Cayetano al norte de la Falla Pinar en la Sierra de Guaniguanico (Somin y Millán, 1985; Iturralde-Vinent y otros, 1994). Recientes trabajos de dataciones $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ de Hutson y otros (1998), plantean la procedencia de los sedimentos siliciclásticos de la Formación San Cayetano desde el Bloque de Yucatán y su posterior incorporación al cinturón plegado cubano. Lo anterior confirma la idea de la igualdad

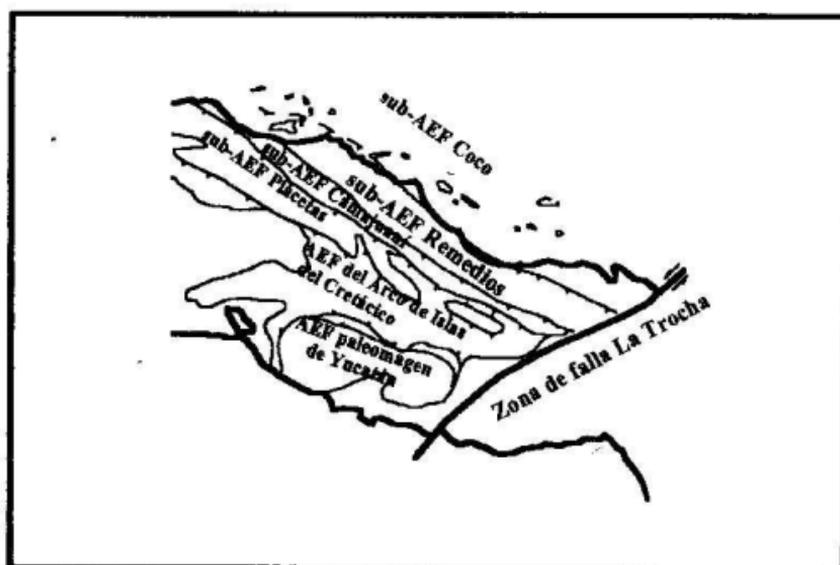


Figura 6: Esquema de distribución de las AEF en Cuba Central. Blanco 1999.

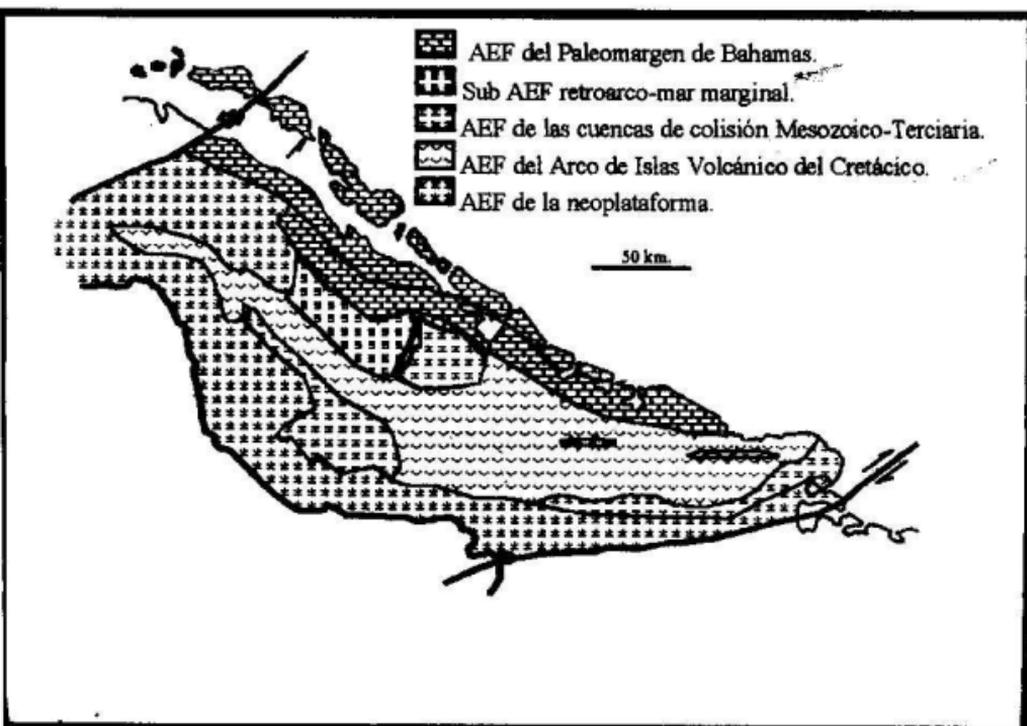


Figura 7: Esquema de distribución de las AEF en Cuba Centro Oriental. Blanco 1999.

en la posición paleogeográfica de las cuencas en que se depositaron las secuencias que afloran en la Sierra de Guaniguanico, Isla de la Juventud y Escambray, (Pszczolkowski, 1987; Ross y Scotese, 1988; Rosencrantz, 1990; Bartok, 1993; Iturralde-Vinent, 1994). En estas investigaciones estas secuencias se incluyen en la AEF del Paleomargen Suroccidental del Bloque de Yucatán metamorfozada.

A partir de la eolisión oblicua desarrollada desde fines del Cretácico -colisión entre el Arco de Islas Volcánico Cretácico, las ofiolitas con el paleomargen de Bahamas- se desarrolla un conjunto de cuencas como respuesta al ambiente tectónico que se impone, las que denominamos AEF de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario, que incluye al conjunto de unidades litoestratigráficas depositadas en el sistema de cuencas de antepaís, cuencas tensionales y transportadas formadas en condiciones tectónicas de compresión oblicua en el periodo Cretácico Campaniano-Maastrichtiano-Eoceno Superior.

Como A.E.F Neoplatafórmica se designa en el registro estratigráfico a las secuencias depositadas posterior al Eoceno Superior, luego del cese de los movimientos tectónicos de las grandes fallas de deslizamiento por el rumbo y de los grandes sobrecorrimientos. En el periodo Oligoceno-Mioceno-Cuaternario aparecen un conjunto de unidades estratigráficas con deposición clástica y carbonatada propias de condiciones tectónicas de relativa tranquilidad, predominando movimientos oscilatorios verticales con pequeños movimientos rumbo deslizantes NE-SW (Iturralde, 1996; Crespo 1997).

A.E.F del Paleomargen de Bahamas.

Esta constituido por depósitos terrígenos carbonatados de facies de aguas someras y profundas. En Cuba Centro Oriental la AEF del Paleomargen de Bahamas puede ser subdividida en sub-AEF que definen el perfil paleogeográfico que presentó el margen en su desarrollo. Afloran en mayor grado en Sierra de Cubitas -paleoplataforma- y Sierra de Camaján -paleotalud- al norte de la Provincia de Camagüey.

En Sierra de Cubitas se han reportado depósitos de tipo banco carbonatado epicontinental del Aptiano-Albiano al Maastrichtiano (Díaz e Iturralde, 1979 y 1981), con un espesor de unos 2 000 m. considerados ya por Meyerhoff y Hatten (1968, 1974) como el borde externo de la Plataforma de Bahamas. En cambio, en la Sierra de Camaján aparecen rocas carbonatadas y silicitas radioláricas de aguas profundas con un espesor de unos 700 m. En la base de las secuencias carbonatadas y silicitas aparecen basaltos de composición toleítica, reconocidos como parte del vulcanismo de margen continental. (Iturralde-Vinent y Mari, 1988). Por las peculiaridades litológicas

estructurales, del Paleomargen se han dividido en sub-AEF denominadas Cocos, Remedios, Camajuani y Placetas, como se muestra en las Figuras 8 y 9.

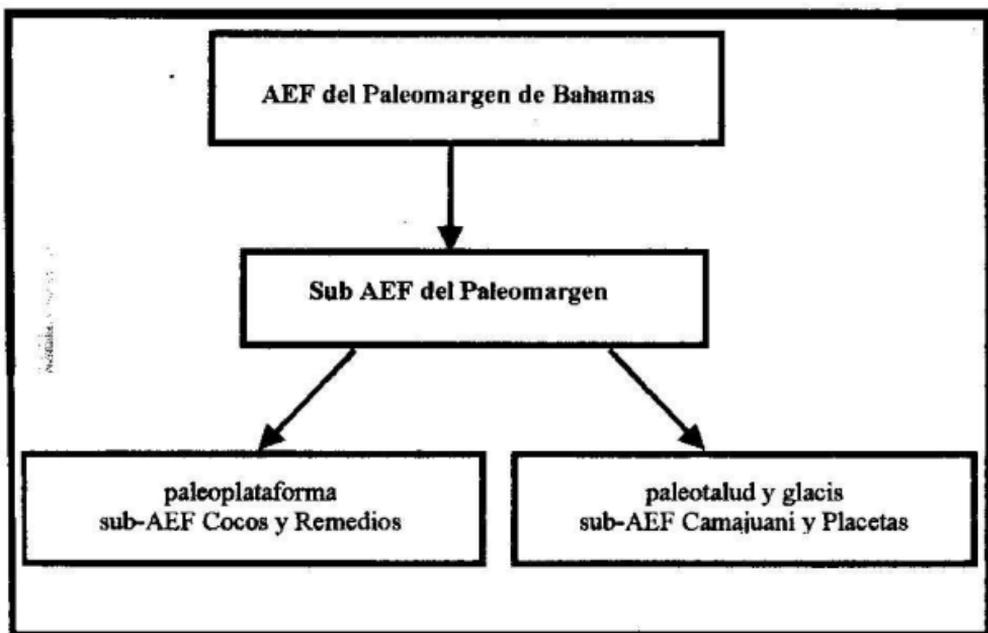


Figura 8: Sistematización de la AEF del Paleomargen de Bahamas. (Blanco, 1999)

Sub-AEF Placetas. Aparece bien desarrollada en la Sierra de Camaján y fue considerada como un bloque alóctono dentro de las ofiolitas (Iturralde-Vinent, 1985). Sus secuencias han sido descritas como carbonatadas de aguas profundas y silicitas (Echevarría-Rodríguez y otros, 1991). En la base del corte existen secuencias de areniscas cuarzosas de posible edad Jurásico Thitoniano, sobre las que descansan series de silicitas pelágicas, calizas y pizarras del Cretácico Neocomiano. Los afloramientos del basamento siálico dentro de esta unidad en otras regiones del país sugieren cuencas desarrolladas en proceso de riftogénesis de la corteza continental, marcado aún más por la presencia de toleitas extrusivas de un vulcanismo de margen continental (Iturralde-Vinent, 1996).

Las formaciones que constituyen esta sub-AEF son la Fm. Nueva María –autor Iturralde-Vinent, 1986- constituida por basaltos toleíticos en almohadillas, hialoclastitas con radiolarios bien conservados y tufitas (Iturralde-Vinent y Mari, 1988), típica de un vulcanismo de margen continental de edad pre Thitoniano determinada por su posición estratigráfica infrayacente a la Formación Veloz, de edad Jurásico Thitoniano-Cretácico Barremiano (autor Kantchev, 1978)

SIERRA DE CUBITAS
Sub AEF
REMEDIOS

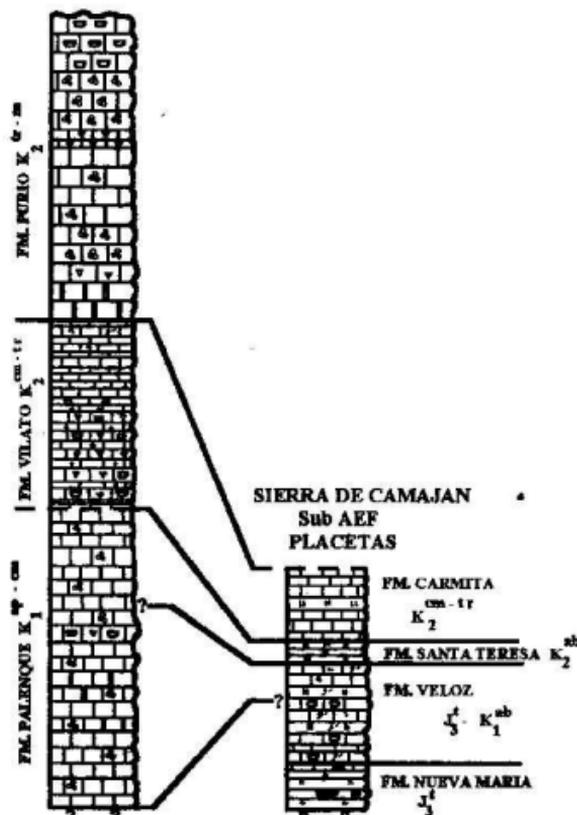


Figura 9: Columnas litoestratigráficas de la Asociación Estructuro Formacional del Paleomargen de las Bahamas; modificado de Iturralde-Vinent y otros, 1986.

cuya litología está descrita como calizas micríticas, calcilitas, calcarenitas e intercalaciones de argilitas y silicitas que afloran extensamente en la Sierra de Camaján (Iturralde-Vinent y otros, 1986). La Fm. Santa Teresa (autor Wassall, 1952) de edad Aptiano-Cenomaniano, aflora muy tectonizada en la localidad de la loma La Regla en la Sierra de Camaján; su litología está representada por calcedonitas radioláricas de color pardo oscuro, argilitas silíceas, arcillas limolíticas, calizas y margas (Iturralde-Vinent y otros, 1986). La Fm. Carmita (autor Truitt y Pardo, 1953) se desarrolla en forma de franja alargada y estrecha a lo largo de las elevaciones septentrionales de la Sierra de Camaján. Su litología comprende calizas de distintos tipos predominando las micríticas, limolíticas, silicitas, areniscas calcáreas, calizas arenosas y margas, la edad es del Cretácico Cenomaniano-Turoniano (Iturralde-Vinent y otros, 1986).

Para esta sub-AEF las características de la secuencia deposicional indican un ambiente de aguas profundas sobre el talud continental; recubiertas discordantemente por brechas de edad maastrichtiana de la secuencia de la cuenca de antepaís (Cobiella, 1984; Draper y Barros, 1994b) que son indicadoras de las primeras deposiciones de sedimentos ligadas a los eventos tectónicos de obducción del margen pasivo por el cinturón plegado.

Sub-AEF Camajuani. Está compuesta de secuencias carbonatadas y silicitas de aguas profundas pudiendo ubicarse en la zona del talud continental, (Echevarría-Rodríguez y otros, 1991). Es una secuencia continua del Jurásico Superior a la parte baja del Cretácico Superior, separada por una discordancia angular de las secuencias del Maastrichtiano-Eoceno Medio (Draper y Barros, 1994b; Iturralde-Vinent, 1996), consideradas en estas investigaciones como pertenecientes a la cuenca de antepaís. Hacia la zona de la Provincia de Camagüey no se conocen afloramientos de la sub-AEF Camajuani, presumiblemente por estar recubiertos tectónicamente por el Arco de Islas Volcánico del Cretácico y la secuencia ofiolítica, pero es de esperarse que se encuentren en la profundidad debido a la presencia en superficie de las secuencias de la sub-AEF Placetas aflorando en la Sierra de Camaján y el complejo Esmeralda al sur de la Sierra de Cubitas representativas de las partes más profundas del talud continental. Los mejores afloramientos en Cuba central están en las provincias de Villa Clara y Sancti Spiritus.

Sub-AEF Remedios. Aflora en la Sierra de Cubitas representada por secuencias carbonatadas y carbonatadas dolomíticas del Jurásico Superior al Cretácico Santoniano (Cobiella, 1984; Echevarría-Rodríguez y otros, 1991; Díaz y otros 1992; Draper y Barros, 1994b), sobreyacidas por secuencias constituidas por brechas calcáreas y calizas de aguas someras del Maastrichtiano al Paleoceno que según los resultados de estas investigaciones pertenecen a la cuenca de antepaís.

Sus principales representantes son las formaciones Perros, Palenque, Vilató y Purio, distribuidas en forma de franjas discontinuas y alargadas al norte de las provincias de Ciego de Avila, Camagüey y Holguín en la zona centro oriental de la Isla de Cuba. La litología generalizada que la constituye son bioesparitas, micritas y dolomitas y en menor grado turbiditas carbonatadas y muy localmente calizas laminares. A diferentes niveles del corte de sus formaciones se observan espesores de brechas de clastos y matriz calcárea. La edad del conjunto es Jurásico Tithoniano-Cretácico Maastrichtiano, depositadas fundamentalmente en lagunas y bajos retroarrecifales, bancos biostrómicos y ambiente de mar abierto.

La Fm. Perros (autor Hatten y otros, 1958) se desarrolla al norte de las provincias de Camagüey y Ciego de Avila, con una litología caracterizada por dolomitas, calizas y brechas dolomíticas, de edad Jurásico Tithoniano?-Cretácico Neocomiano (Cobiella, 1984). La Fm. Palenque (autor Meyerhoff y Hatten, 1958) se desarrolla al norte de la provincia de Camagüey, en la Sierra de Cubitas constituida por calizas microcristalinas y organógenas y en menor grado detríticas, con intercalaciones de dolomitas de edad Cretácico Aptiano-Cenomaniano (Iturralde-Vinent y otros, 1986; Díaz y otros, 1992). La Fm. Vilató (Iturralde-Vinent y Díaz, 1986) se distribuye geográficamente en la Sierra de Cubitas, provincia de Camagüey y su litología es de calizas laminares, biógenas, biógeno-detríticas y calcirruditas, que se caracterizan por los ritmos de sus estratos. La edad es Cretácico Cenomaniano-Turoniano (Iturralde-Vinent y otros, 1986; Díaz y otros, 1992). La Fm. Purio (autor Meyerhoff y Hatten, 1958) se desarrolla en la Sierra de Cubitas, en el área de Senado y está compuesta por calizas micríticas y biógeno-detríticas de grano medio a grueso ricas en fragmentos de rudistas, foraminíferos bentónicos y otros microfósiles del Cretácico Turoniano-Maastrichtiano (Iturralde-Vinent y otros, 1986 Díaz y otros, 1992).

Sub-AEF Coco. Está constituida por dolomitas, anhidritas y calizas oolíticas del Jurásico Superior al Cretácico Neocomiano típicas de aguas poco profundas, las que a su vez son sobreyacidas por sedimentos carbonatados y silicitas de aguas más profundas depositadas en el intervalo del Aptiano al Cenomaniano. Estas variaciones pueden estar provocadas por los cambios en las condiciones tectonosedimentarias en el margen continental debido a la apertura del Atlántico ecuatorial en esos momentos (Pindell, 1994), lo que trae como consecuencia la subsidencia e inundación de la plataforma (Ball y otros, 1985).

Las formaciones presentes en esta sub-AEF son la Fm. Cayo Coco (autor Hatten, 1958), que aun cuando no aflora fue estudiada en el intervalo desde 2153 a la profundidad final del pozo Cayo Coco 2, 3222 m perforado al norte de la provincia de Ciego de Avila. Litológicamente la formación está compuesta por dolomitas y anhidritas masivas con intercalaciones de calizas y

calcarenitas de edad Jurásico Tithoniano-Cretácico Neocomiano (Hatten y otros, 1958). La Fm. Guaney (Iturralde-Vinent, 1981) aflora sólo en Loma Guaney al noroeste de la provincia de Camagüey, caracterizada por biomicrita algo arenosa, margas y silicitas de edad Cretácico Aptiano-Maastrichtiano (Iturralde-Vinent y otros, 1981).

La AEF del Paleomargen de Bahamas, fue afectada por deformaciones tectónicas desde el Campaniano-Maastrichtiano al Eoceno Superior, caracterizadas por la presencia de cabalgamientos y estructuras plegadas. Esta AEF aparece cubierta por los sedimentos Mesozoico-Terciarios propios de las cuencas de antepaís y sobrecorridos por las ofiolitas y las rocas del arco volcánico Cretácico (Iturralde-Vinent, 1996).

AEF del Paleomargen Suroccidental del Bloque de Yucatán metamorfozada.

Las rocas consideradas como pertenecientes a esta AEF afloran en las localidades del sistema montañoso Escambray -cúpulas de Trinidad y Sancti Spiritus- en el límite suroeste de la parte centro oriental cubana. Esta asociación está caracterizada por el desarrollo de depósitos terrígenos y carbonatados epicontinentales de edad Jurásico-Cretácico, pero con marcadas diferencias en su composición y características del metamorfismo que los afecta (Millán y Somin, 1985; Draper y Barros, 1994b). Las rocas del complejo Escambray han sido sometidas a un metamorfismo regional de alta presión y baja temperatura en gran parte del mismo (Millán y Somin, 1985; Somin y otros, 1992) con una zonación invertida en su metamorfismo (Millán y Somin, 1985).

Las dos grandes cúpulas que constituyen estructuralmente el complejo Escambray están constituidas por la formación Loma la Gloria (autor Somin y Millán, 1981, compuesta en lo fundamental por esquistos metaterriígenos; los Esquistos Cristalinos Algarrobo (autor Somin y Millán, 1981), la Formación Cobrito (autor Somin y Millán, 1981) representada por una sucesión de esquistos calcáreos y mármoles esquistosos, en la que han sido descritos restos de radiolarios *Spumellaria spp.* y *Nassellaria spp.*, además restos de *Caodosina sp.* y raros casos de *Globochaete alpina*, así como *Calpionelidae* o *Chitinoidea* (Millán y Somin, 1985) que indican una edad Jurásico Superior o Cretácico Neocomiano (Millán y Somin, 1985; Iturralde-Vinent, 1996). La formación Boquerones (autor Millán y Somin, 1985), unidad calcárea donde se encontraron palinomorfos de edad Jurásico-Cretácico (Dublan, Alvarez y otros, 1985, Millán y Somin, 1985). Las formaciones La Llagueta y Herradura (autor Millán y Somin, 1985) compuestas por esquistos metaterriígenos, asumidos como jurásicos con abundantes granos de circon detrítico (Millán y Somin, 1985). El Grupo San Juan (Millán y Somin, 1981) representado por mármoles oscuros, encontrándose en su parte basal ammonites del Oxfordiano Medio parte

alta, con morfología similar a los encontrados en las calizas tithonianas de la Cordillera de Guaniguanico (Millán y Somin, 1985). La formación Charco Azul (autor Millán y Somin, 1981) compuesta por cuarcitas, metasilíceas y rocas calcáreas, en las que se ha encontrado microfaua del Tithoniano-Cretácico Inferior (Millán y Somin, 1985).

Las diferencias que pueden existir en cuanto al grado e historia del metamorfismo a que han sido sometidas estas rocas, no sea más que la interacción de un conjunto de procesos geológicos ocurridos en un límite compresiva de placas (Millán y Somin, 1985); esta conclusión se refuerza con las nuevas evidencias estudiadas en macizos metamórficos análogos en el mundo (Smith, 1988; Yardley, 1990; Miller y otros, 1998; Brown, 1998).

- AEF del Arco de Isla Volcánico del Cretácico.

Muchos tipos de morfologías han sido descritas para los arcos activos o estructuras de arcos antiguos existiendo también muchas hipótesis para explicar las características variables del desarrollo del sistema fosa-arco-trasarco, aún cuando no están del todo claros, (Honza, 1983; Ida, 1983; Miall, 1984, Howell, 1995), haciéndose más crítico el análisis en la compleja constitución geológica que generan los cinturones plegados, lo que se repite en los rasgos de la geología que presentan los restos del arco volcánico Mesozoico que afloran en la parte centro oriental de Cuba.

En las zonas actuales de subducción se distinguen variados tipos de magmas (Nixon y otros, 1997) y magmas basáltico en las cuencas marginales del trasarco (Miall, 1984). Estos volcanismos producen cortezas de tipo continental y oceánica respectivamente y ambas son producidas por los efectos de la subducción (Ida, 1983). Algo semejante ocurrió en el área donde se generó y desarrolló el Arco de Islas Volcánico del Mesozoico manifestado por las características de la composición, petrografía y geoquímica de las rocas volcánicas cretácicas que se encuentran en el archipiélago y en la región centro oriental de Cuba en particular (Tchounev y otros, 1986; Talavera y otros, 1986; Echevarría y otros, 1986), pero persiste la duda sobre la similitud en la génesis y edad de las rocas de la corteza oceánica que aparecen en contacto tectónico complejo con las secuencias del paleoarco. Parte de las ofiolitas se desarrollaron en una zona de trasarco-mar marginal, ofiolitas septentrionales (Iturralde-Vinent, 1996, 1997) y estar modificadas en una zona de suprasubducción (Proenza, 1997, Proenza y otros, 1999). El término arco volcánico puede ser aplicado en el área que va desde el mar marginal -trasarco- hasta la fosa oceánica (Honza, 1983; Miall, 1984); este conjunto que aflora en la porción septentrional de la región investigada lo denominamos como Sub AEF de las Ofiolitas de retroarco-mar marginal.

Muchos de los elementos estructurales y estratigráficos que caracterizan los arcos son discontinuos y variables. Se ha reconocido que la existencia de la estructura de la fosa y el complejo de subducción aunque fósiles, son indicadores de un margen convergente y permiten conocer la polaridad del arco (Miall, 1984). Este conjunto generalizado de algunas particularidades de los arcos volcánicos ha sido reconocido en mayor o menor medida en la geología de Cuba (Iturralde-Vinent, 1996), pero no obstante a esto existen criterios divididos en cuanto a la paleopolaridad del arco y su paleoposición durante su génesis y desarrollo.

El registro estratigráfico-estructural del Arco Volcánico del Cretácico está formada por rocas volcanógenas, volcanosedimentarias y plutónicas desarrolladas desde el Aptiano-Albiano al Campaniano, (Iturralde, 1996). En la actualidad estructuralmente se considera como una enorme antiformal asimétrica, compuesta por varias estructuras sinformas y antiformal de menor orden, afectadas por dislocaciones transcurrentes que desarrollan un sistema de fallas de deslizamiento por el rumbo de orientación noreste -Sistema de fallas Trocha, Camagüey y Tunas- desarrolladas durante el proceso de colisión y obducción (Pindell, 1994) que provoca que las rocas del arco de isla estén sobrecorridas junto a su basamento pre Aptiano sobre una porción del paleomargen meridional de la placa Norteamericana.

Estas rocas han sido clasificadas en: basamento de corteza oceánica, secuencias volcanosedimentarias, plutones y metamórficos (Iturralde-Vinent, 1996). Al mismo tiempo existen un conjunto de discrepancias en cuanto a la polaridad de la zona de subducción que debió tener el Arco de Islas Volcánico, planteándose la hipótesis de un buzamiento de la zona de subducción hacia el norte y dispuesta en una posición meridional con respecto a la posición actual, esgrimiéndose para ello con fuerza la presencia de la fosa de Camagüey como relicto de la zona de subducción (Iturralde-Vinent, 1996; Rosencrzt 1996) y el cinturón de las ofiolitas septentrionales (Iturralde-Vinent, 1996,1997), algo que es muy lógico y argumentable. Otra hipótesis no menos en boga plantea una zona de subducción buzando al sur, donde la falla axial puede ser una traza fósil de ella (Pindell, 1994).

En el registro litológico del arco aparecen tobas andesíticas y andesito-basálticas, tufobrechas y en menores cantidades areniscas, margas y calizas, típicas de un arco de islas volcánico con desarrollo inicial de secuencias bimodales en su composición (Dilla y Díaz, 1985), a la vez que aparecen las secuencias apicales de potentes intrusivos graníticos que afloran en la parte axial de la isla, lo que ocurre en las provincias de Ciego de Avila, Camagüey y Las Tunas.

Según los diferentes levantamientos ejecutados en la parte central del país y generalizados en el Léxico Estratigráfico de Cuba (1988), esta AEF está representada por las formaciones Mataguá (Hatten y otros, 1958), Cabaiguán (autor Hatten y otros, 1958), Provincial (autor Thiadens,

1937), La Rana (Hatten, 1958) y Dagamal (Hatten, 1958) en la provincias de Ciego de Avila y las formaciones Guaimaro (autor Tchounev y otros, 1981), Crucero Contramaestre (autor Tchounev y otros, 1981), Martí, Caobilla, Camujiro, Piragua (autor Tchounev y otros, 1981) y La Sierra (autor Tchounev y otros, 1981) hacia las provincias de Camagüey y Las Tunas (Hatten y otros, 1958; Iturralde-Vinent y otros 1981; Díaz de Villalvilla y Dilla, 1985; Iturralde-Vinent y otros, 1986;).

Sub-AEF del retroarco-mar marginal.

En la zona Centro Oriental Cubana esta AEF se encuentra fundamentalmente en la provincia de Camagüey; donde aflora en el área al norte de los grandes intrusivos de granitoides. La ofiolitas que son incluida dentro de esta sub-AEF, están asociada al desarrollo de la zona de retroarco-mar marginal de Arco de Islas Volcánicas del Cretácico (Iturralde-Vinent, 1996, 1997). las rocas en mayor a menor grado serpentinizadas, aparecen en forma de un arco convexo hacia el sur (Iturralde-Vinent, 1996) y presentan complejas relaciones tectónicas con las rocas volcánicas del Cretácico y las secuencias carbonatadas del Paleomargen de Bahamas; teniendo otros afloramientos de menores dimensiones al norte de las provincias de las Tunas.

Las rocas que afloran en el área y han sido estudiada también en perforaciones, están representada por el complejo ultramáfico que incluye en las peridotitas fundamentalmente harzburgitas y en menor grado websteritas y dunitas serpentinizadas; el conjunto de rocas básicas feldespáticas que incluye gabros, anortositas y troctolitas; los complejos de diques de diabasas y los basaltos. En las ofiolitas de esta zona aparecen cuerpos podiformes de cromititas, que fueron intensamente explotados. (Iturralde-Vinent, 1994, 1996, 1997).

El conjunto de características petrográficas, estratigráficas, estructurales y geoquímicas de estas ofiolitas permiten reconocerlas como modificadas en una zona de suprasubducción a partir de su coincidencia con las ofiolitas de suprasubducción estudiadas en el mundo (Giaramita, 1998). Dentro de esas características tenemos los moderados a bajos contenido de TiO_2 , Zr, el alto contenido de Mg, Cr y Ni en las harzburgitas y dunitas; la deposición local de materiales provenientes de un arco volcánico próximo representada por la presencia de tobas y rocas sedimentarias casi inmediatamente sobre las ofiolitas y la abundancia de harzburgitas y cromititas en la sección ultramáfica (Proenza, 1997; Iturralde-Vinent, 1997).

Estas ofiolitas alóctonas, emplazadas a través de movimientos de dirección norte y noreste, iniciaron su obducción en los finales del Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano concluyendo los principales movimientos en Cuba Centro Oriental en el Eoceno Superior, indicado por las formaciones olistostrómicas Cercado y Senado que afloran en el borde de la Sierra de Cubitas y que también han sido cortadas al ser atravesadas las ofiolitas por las

perforaciones profundas Pontezuela-1, Camagüey 1. Las ofiolitas están bien caracterizadas por las investigaciones geofísicas efectuadas en el área (Bush y Sherevacova, 1986).

A.E.F de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario.

Los inicios del proceso de colisión entre el Arco de Islas Volcánico extinto, las ofiolitas septentrionales y el paleomargen de Bahamas se ubican en el Campaniano Superior Maastrichtiano, según se puede colegir de los trabajos de reconstrucción del Caribe (Ross y Scotese, 1988; Pindell, 1985; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994) y de las investigaciones geológicas efectuadas en Cuba sobre su evolución geológica (Albear y Iturralde-Vinent, 1985; Cobiella-Reguera, 1998; Cobiella, 1998; Millán y otros, 1998; Alvarez-Castro y otros, 1998; Díaz-Collell y otros 1998).

Los procesos de colisión, están relacionados con la convergencia de márgenes y uno de sus productos son los cinturones plegados. (Sengör, 1991, Brown, 1998). La convergencia entre placas típicamente es oblicua, guiando la formación de cinturones orogénicos transpresivos (Ellis y otros, 1995). En estos sistemas orogénicos se desarrollan un sistema de cuencas que están en correspondencia con las características tectónicas que imperan (Kingston y otros, 1983a), así tenemos las cuencas tensionales, cuencas de antepaís, y cuencas transportadas relacionadas. A todo este conjunto relacionado lo definimos como A.E.F de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario. En la región Centro Oriental Cubana se desarrollan estas cuencas desde el Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano al Eoceno Superior, constituidas por secuencias carbonatadas, molásicas conglomeráticas y secuencias flyschoides turbidíticas, incluyendo bancos carbonatados y complejos arrecifales.

En la parte occidental de la región Centro Oriental Cubana, en las provincias de Ciego de Avila, esta asociación está representada por un conjunto de formaciones terrígeno-carbonatadas depositadas en las cuencas de Cabaiguán y Cuenca Central, representadas por las formaciones Carlota, Catalina y Eloisa de edad Cretácico Campaniano-Maastrichtiano. En el Terciario han sido descritas las formaciones Olistostroma Taguasco, Loma Iguará, Zaza, Arroyo Blanco, Marroquí, Jatibonico, Chambas y Tamarindo.

En la zona norte de Camagüey, en los bordes y dentro de la actual cuenca de Saramaguacán; se reportan las formaciones Durán y Presa Jimaguayú con edades Campaniano-Maastrichtiano y Maastrichtiano respectivamente; y las formaciones Maraguán y Saramaguacán del Eoceno pertenecientes a esta AEF. En la parte sur-sureste de las provincias de Camagüey y Las Tunas, en la Cuenca de Vertientes, aparecen las formaciones Presa Jimaguayú y Río Yaquimo de edad Campaniano-Maastrichtiano, así como Florida y Vertientes del Eoceno. Al nordeste de la Sierra de Camaján, en el borde de la Sierra de Cubitas y al norte de la ciudad de Camagüey es posible

describir otras formaciones depositadas durante los eventos de obducción sobre el margen meridional de Norteamérica; como son las formaciones Camaján del Maastrichtiano, La Aurora del Eoceno Inferior y Senado de la parte alta del Eoceno Medio respectivamente.

-A.E.F de la Neoplataforma.

Las rocas y estructuras del Neoaútctono cubano se formaron después de la consolidación del cinturón plegado. (Iturralde-Vinent, 1997). Los sedimentos de esta AEF presentan muy pocas deformaciones, a excepción de las zonas asociadas a las fallas rumbo deslizantes como La Trocha (Iturralde-Vinent, 1997). En la Cuenca Central reflejo de los movimientos de subsidencia a través del sistema de fallas La Trocha aparece bien representada esta AEF, según las formaciones Jatibonico constituida por margas como elemento litológico principal, además se reportan areniscas polimícticas, conglomerados polimícticos, calizas areno-detriticas arcillosas y calizas coralinas. Contiene foraminíferos *Lepidocyclina (Eulepedina) undosa*, indicando una edad oligocénica. Yace discordantemente sobre los sedimentos de las formaciones Arroyo Blanco y Zaza y es cubierta transgresivamente por las formaciones Lagunitas y Paso Real. Transiciona lateralmente a la Fm. Tamarindo. Se depositó en un ambiente de aguas someras.

La Formación Chambas, que aflora en los alrededores del pueblo de Chambas entre el Río Jatibonico del Norte y la Carretera Tamarindo-Morón, provincia de Sancti Spiritus y en la parte occidental de la provincia de Ciego de Avila. Está representada por calizas microgranulares porosas de capas gruesas, calizas arcillosas porosas, que pasan a margas. Es característico en ellas la presencia de *Teredos* y muchas *Lepidocyclinas*, que marcan una edad oligocénica.

En su composición también presenta calizas organógenas porosas, constituidas por moluscos y en menor cantidad *Lepidocyclinas* y calizas detriticas. Se observan en algunas calizas organógenas fragmentos redondeados de rocas volcánicas. Yace concordantemente sobre los sedimentos de la Fm. Arroyo Blanco; transiciona lateralmente a la Fm. Tamarindo. Es cubierta discordantemente por la Fm. Paso Real. Se depositó en un ambiente marino de unos cien metros de profundidad, en zona de aguas tranquilas, con poco aporte de material terrígeno. Su espesor oscila entre 100 y 150 m.

Formación Tamarindo, se desarrolla al noroeste de la provincia de Ciego de Ávila y al este de Sancti Spiritus. Constituida por una alternancia de calizas, calcarenitas, margas y arcillas. Las calizas son de varios tipos, en algunas ocasiones ellas están recristalizadas y algo dolomitizadas. Contiene fauna abundante de foraminíferos planctónicos y bentónicos indicando un ambiente nerítico en la zona periférica de la plataforma y una edad Oligoceno Superior.

Tiene un espesor que oscila entre los 500 y los 600 m. Yace discordantemente sobre los sedimentos de las formaciones Arroyo Blanco, Marroquí, Vertientes y el Olistostroma Taguasco y es cubierta transgresivamente por la Fm. Paso Real. Lateralmente transiciona a las formaciones Chambas y Jatibonico. En los pozos perforados en el área de la Cuenca Central se reportan espesores de 300 a 400 m.

En la región Centro Oriental como se puede inferir la AEF de la Neoplataforma aparece cubierta en mayor a menor medida por la Fm. Paso Real, que en base a dataciones por ostrácodos se ha establecido una edad de Mioceno Inferior-Mioceno Medio Temprano (Sanchez-Arango, 1999 comunicación personal) para la zona de Ciego de Avila. Esta formación está constituida por areniscas polimícticas, arcillas, margas y conglomerados. Todas estas secuencias se depositaron en un régimen tectónico pasivo demostrado por la poca deformación de sus capas, evidenciando la culminación de los movimientos de sobrecorrimento.

Conclusiones.

Como conclusiones de este capítulo se ha podido corroborar que muchos de los modelos geológicos evolutivos confeccionados sobre la Placa del Caribe por lo general no tienen en cuenta parte de las peculiaridades del desarrollo geológico de Cuba (Malfait y Dinkleman, 1972; Pindell, 1985; Pindell y Barrett, 1990; Morris y otros, 1990; Ross y Scotese, 1988; Sawyer y otros, 1991; Marton y Buffler, 1992) como por ejemplo la no consideración de la AEF del Paleomargen de Yucatán, cometándose imprecisiones al explicar la evolución geológica del Caribe, llegándose incluso a contradicciones con la evolución geológica de Cuba.

La sistematización tectono-estratigráfica más precisa para explicar el desarrollo geológico evolutivo de Cuba y de la región centro oriental en particular, es según las Asociaciones Estructuro Formacionales, propuesto inicialmente por Quintas, 1989 para el extremo oriental de la isla, y que en estas investigaciones quedan definidas para Cuba Centro Oriental de la siguiente forma:

- AEF del Paleomargen de Bahamas, reconociendo que afloran en Cuba centro oriental las sub-AEF Cocos, Remedios y Placetas.
- AEF del Paleomargen Suroccidental del Bloque de Yucatán metamorfozada.
- AEF del Arco de Isla Volcánico del Cretácico, reconociendo aflorando la sub-AEF del retroarco-mar marginal.
- AEF de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario.
- AEF de la Neoplataforma.

Es importante señalar que el grado de conocimiento actual de las particularidades geológicas, petroquímicas y mineralógicas de las secuencias de las ofiolíticas septentrionales en Cuba y en la región de estudio en particular, no están del todo esclarecidas y su solución, es de suma importancia para tener más elementos sobre la polaridad del Arco de Isla Volcánico Cretácico y los procesos metalogénicos, teniendo en cuenta todo el conjunto de evidencias y datos geológico-geofísicos que se tienen.

Los inicios del proceso de colisión entre el Arco de Islas Volcánico extinto, las ofiolitas septentrionales y el paleomargen de Bahamas se ubican en el Campaniano Superior-Maastrichtiano; relacionado con la convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y el Protocaribe, en que se desarrolla el cinturón orogénico transpresivos sobre el que se desarrollo un conjunto de cuencas, entre las que tenemos cuencas tensionales a lo largo de las fallas rumbo deslizantes, cuencas de antepaís, y cuencas transportadas.

CAPITULO II: ESTRATIGRAFIA Y GEOTECTONICA DE LA AEF DE LAS CUENCAS DE LA COLISION DE CUBA CENTRO ORIENTAL.

Introducción.

Sedimentación y tectónica en un ambiente compresional.

Estratigrafía de la AEF de las cuencas de colisión de Cuba Centro Oriental.

Geotectónica de la AEF de cuencas de colisión de Cuba Centro Oriental.

Análisis estratigráfico-tectónico de la región de Cuba Centro Oriental.

Sistema de Cuencas de antepais en la región de Cuba Centro Oriental.

Conclusiones.

Introducción.

Para dar cumplimiento al objetivo que se persigue en la investigación es necesario realizar el análisis estratigráfico y geotectónico de las formaciones que se desarrollaron dentro de las cuencas formadas en el proceso de colisión, y que aparecen en la región de Cuba Centro Oriental, donde las agrupamos en la AEF de las cuencas de la colisión, originadas a través del proceso de colisión de las AEF del Arco Volcánico del Cretácico y del Paleomargen de Bahamas.

El análisis efectuado en las cuencas sedimentarias estudiadas toma como base teórica los principios estratigráficos y tectónicos predominantes en las condiciones compresivas oblicuas (Ellis y otros, 1995; Brown, 1998; Kelsey y otros, 1998; McCaffrey y Nabelek, 1998), para explicar los procesos de sedimentación y los movimientos tectónicos que afectaron las cuencas en estudio. Este análisis abarca un amplio campo de investigación que trata de reconstruir en el tiempo la historia detallada del relleno sedimentario, las condiciones tectónicas y climáticas que lo controlaron y en menor medida, la evolución de las rocas sedimentarias desde su deposición hasta nuestros días. Para la ejecución de la investigación modificamos las concepciones metodológicas a seguir en estos tipos de investigación (Kingston y otros, 1983a,b; Miall, 1984; Arche, 1989a; Arche, 1989b; Magoon y Wallace 1994; DeCelles y Giles, 1996), dadas las condiciones concretas de la geología del área investigada y el conjunto de información geológico-geofísica que se tiene de ella.

Sedimentación y tectónica en un ambiente compresional.

El flujo de la investigaciones debe de unir en un todo el conjunto de datos y evidencias geológicas, obtenidas a partir de las investigaciones geofísicas, de perforaciones profundas, de afloramientos de secuencias rocosas y determinaciones de laboratorio. Todo este conjunto permitirá un ordenamiento estratigráfico, estructural, y reconocimiento de los ambientes de sedimentación que al final permitirán modelos de evolución paleogeográficas.

En los estudios estratigráficos, uno de los conceptos más controvertidos es el de facies, utilizándose en esta investigación el de Selley de 1970 (Vera, 1994), dándosele el mayor valor interpretativo a las asociaciones de facies (Arche, 1989a; Vera 1994), destacándose el principio que plantea que las secuencias que se observan en las cuencas se originaron por un equilibrio dinámico entre subsidencia tectónica y variaciones eustáticas del nivel del mar (Bois y otros, 1982; Vera, 1994).

Se reconoce la existencia de tres procesos principales responsables de la formación de cuencas sedimentarias: a) extensión de la corteza por tensión; b) contracción térmica causada por el enfriamiento de la corteza y el manto y c) deformación flexible o elástica por carga (Arche, 1989a; Vera, 1994; DeCelles y Giles, 1996). La determinación del mecanismo a través del cual se originó la cuenca es de gran importancia para el reconocimiento de las condiciones de desarrollo de la región de estudio, por el significado que tiene en los análisis sobre las posibilidades de generación y conservación de las acumulaciones de petróleo, al estar estas cuencas asociadas a contactos de placas con movimientos convergentes oblicuos; muy variadas en su geometría, relleno sedimentario y evolución; dependiendo de la naturaleza de las placas en contactos, ya sean continentales u oceánicas, su ángulo de encuentro, la velocidad del proceso de colisión, el ángulo de la zona de Benioff y el volumen de sedimentos aportados (Arche, 1989b; Sengör, 1991; Ellis y otros, 1995; DeCelles y Giles, 1996).

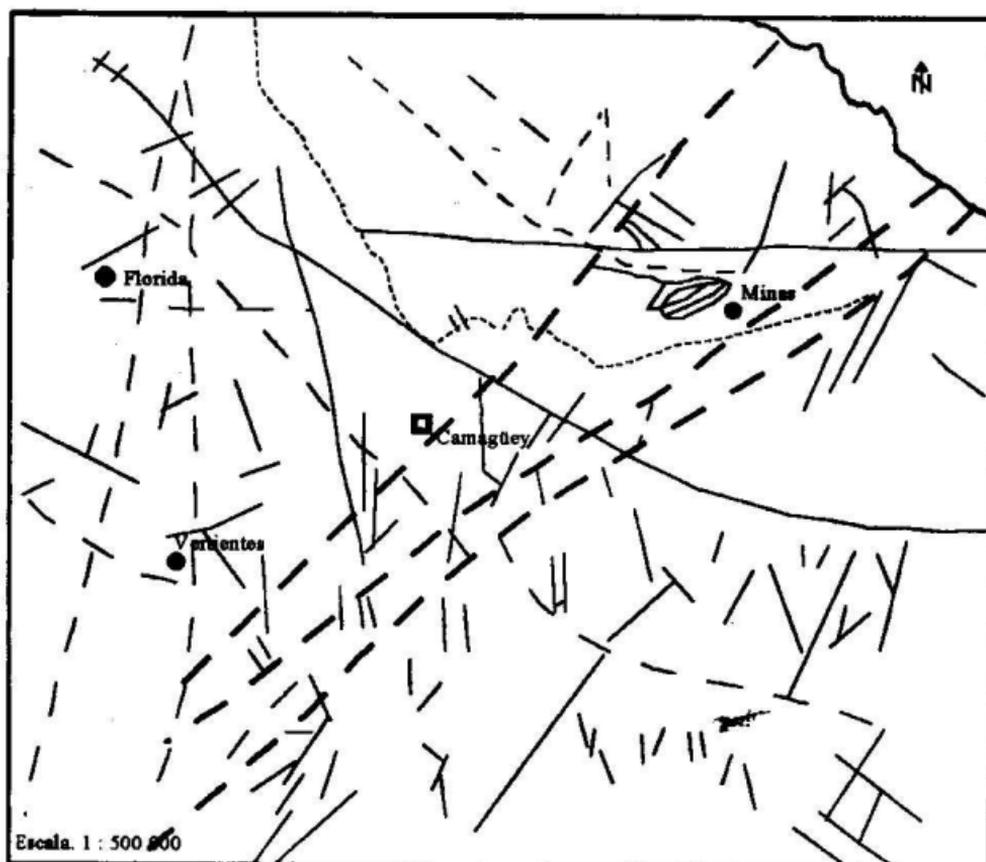
Básicamente se forman dos tipos de sistemas de cuencas en estos contactos, los sistemas de cuencas de arco-surco, con importante volcanismo y magmatismo asociado relacionados con la subducción (Brown, 1998) que no son de nuestro interés; y los sistemas relacionados con la colisión (Kingston y otros, 1983a), entre ellos de gran importancia los sistema de cuencas de antepaís sin magmatismo asociado (DeCelles y Giles, 1996), desarrolladas al frente del cinturón plegado de tipo alpino -cinturón plegado cubano-, en el caso de la interacción entre la AEF del Arco de Islas Volcánico Cretácico extinto y la AEF del Paleomargen de Bahamas, sus características tectónicas y de sedimentación se explican con más detalle en este capítulo; más el conjunto de cuencas transportadas sobre los mantos de cabalgamiento (Ori y Friend, 1984), y las

cuenas tensionales, -ejemplo Cuenca Central-, desarrolladas en estos procesos de convergencia oblicua (McCaffrey y Nabelek, 1998).

En una aproximación inicial al estudio de las cuencas desarrolladas durante la obducción y colisión ocurrida desde el Campaniano-Maastrichtiano al Eoceno Superior en Cuba, y específicamente en su porción centro oriental objeto de estudio, se puede constatar la ocurrencia de plegamientos, fallamientos y procesos de sedimentación, comunes a los márgenes de las cuencas sedimentarias (Miall 1978, 1984), lo que a su vez constituye una evidencia de los movimientos tectónicos de las cuencas respecto al entorno (Ori y Friend, 1984). En los ambientes compresionales como el que se estudia, es común el desarrollo de sobrecorrimientos y movimientos rumbo deslizantes, como resultado inevitable del avance de las escamas tectónicas (Butler, 1982; DeCelles y Giles, 1996), apareciendo en estos ambientes cuencas desarrolladas a lo largo de los sistemas de fallas de deslizamientos por el rumbo, cuencas transportadas al dorso de los sistemas de sobrecorrimientos y el sistema de cuencas de antepaís (Boyer y Elliot, 1982; Ori y Friend, 1984; DeCelles y Giles, 1996).

A lo largo de las fallas de deslizamiento por el rumbo asociadas al conjunto tectónico compresivo oblicuo como el que nos ocupa, se desarrollan las llamadas cuencas tensionales. Las fallas de deslizamiento por el rumbo son caracterizadas por una zona de desplazamiento principal que puede ser recta o curvilínea vista en planta, a la vez que en perfil aparecen como zonas de falla subhorizontal. Estas estructuras afectan el basamento cristalino y en ocasiones pueden cortar la corteza hasta profundidades medias. En la zona Centro Oriental de Cuba los más importantes sistemas fallas de deslizamiento por el rumbo reconocidas son los sistemas de fallas Trocha, Camagüey y Tunas, así como otro conjunto subordinado que afecta y modela las cuencas generadas a lo largo de los sistemas principales como se muestra en la Figura 10, en la que aparecen reflejadas los principales elementos estructurales que se desarrollan en la porción centro oriental de Cuba. En las zonas de fallas rumbo deslizantes aparecen dos características distintivas de las mismas: los pliegues y fallas en "echelon", que pueden estar desarrollados dentro o adyacente a la zona de desplazamiento principal y la coexistencia de fallas normales e inversas en la zona de los movimientos (Christie-Blick y Biddle, 1984; Uchupi, 1990; Harding, 1990), característico de toda la zona que bordea la Cuenca Central y el Sistema de Falla de Camagüey que corresponde al patrón de distribución de las fallas en los alrededores de dicho sistema como se observa en la Figura 11.

Los principales factores que controlan el desarrollo de estos tipos de fallas están dados por el grado en que los bloques adyacentes convergen o divergen por su rumbo y buzamiento, la



- Zona de falla Camagüey.
- Fallas.
- - - Fallas probables.

Figura 11: Patrón de distribución de las fallas en los alrededores del Sistema de Fallas Camagüey.

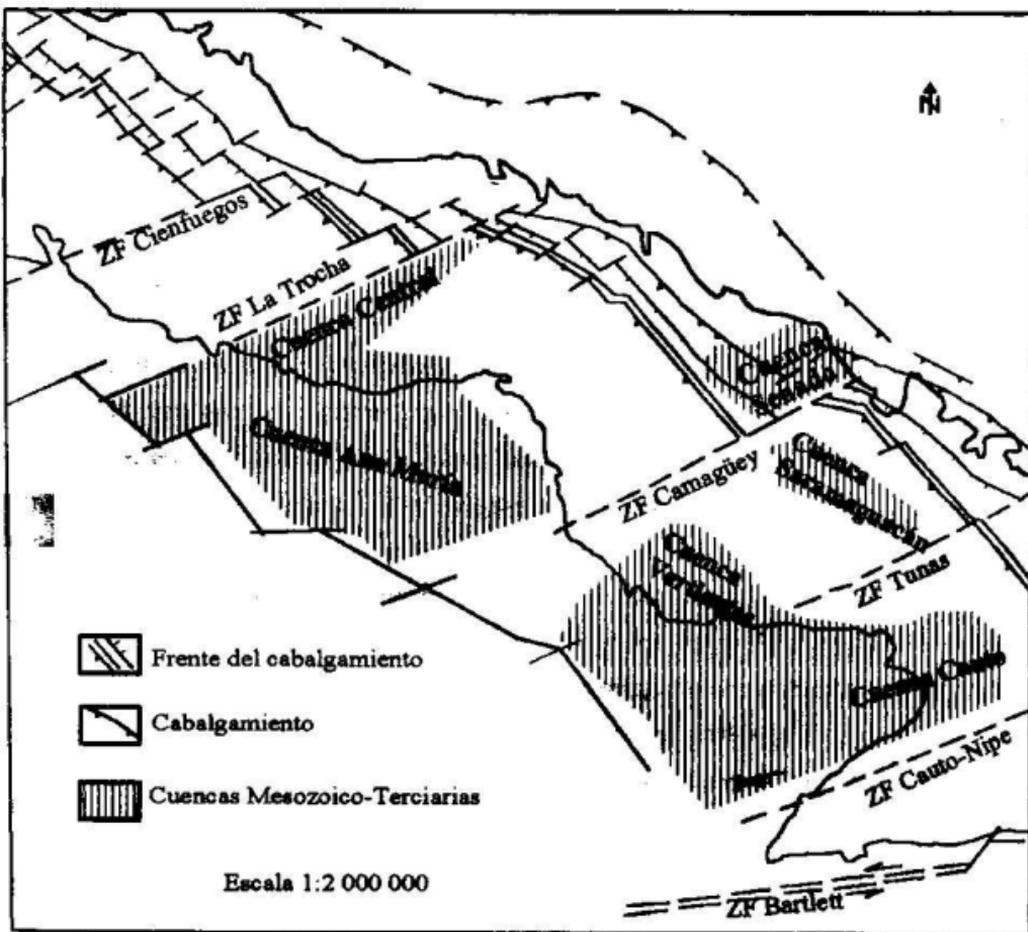


Figura 10: Principales elementos tectónicos y cuencas sedimentarias de Cuba Centro Oriental. Modificado de Maximov y otros. 1985.

magnitud de los desplazamientos, las propiedades de los sedimentos y rocas que son deformados, así como la configuración de las estructuras preexistentes. Muchos de los aspectos de las fallas rumbo deslizantes incluyen evidencias de simultaneidad a escala regional en acortamientos y extensiones, a la vez que manifiestan direcciones alcatorias en la vergencia de los empujes y nappes asociados (Christie-Blick y Biddle, 1984; Uchupi, 1990; Harding, 1990). El registro estratigráfico generado a lo largo de las zonas de desplazamiento de las fallas rumbo deslizantes está caracterizado por la incongruencia brusca de eventos geológicos dentro y en los bordes de las cuencas, una asimetría longitudinal y lateral de las mismas dada por la migración de los depocentros con el tiempo, evidenciado por episodios de rápida subsidencia registrados por el espesor de la sección estratigráfica y en las cuencas marinas por su rápida profundización; siendo otro aspecto que la distingue la ocurrencia de abruptos cambios faciales laterales y discordancias locales, a la vez que se registran marcadas diferencias en los espesores de secuencias estratigráficas, *geometría de las facies* y *aparición de discordancias de una cuenca a otra en la misma región*. (Kingston y otros, 1983a; Kingston y otros 1983b; Christie-Blick y Biddle, 1984; Harding, 1990).

Otro conjunto de cuencas desarrolladas en la región en estudio son las cuencas transportadas; las cuales fueron definidas en el antepaís del cinturón orogénico de los Apeninos y la Cuenca del Ebro (Ori y Friend, 1984). Las mismas se desarrollan en márgenes con ambientes de compresión, en que se desarrollan escamas tectónicas de empuje sobre las cuales se forman y transportan cuencas que se rellenan activamente (Ori y Friend, 1984; DeCelles y Giles, 1996). Esto sucede cuando debido al alto ángulo de la rampa de la escama tectónica el empuje llega a ser inactivo y una nueva rampa activa se forma delante de la escama tectónica; la continuación del movimiento de la escama tectónica incorpora la estructura antigua, transportándola. Los ambientes de sedimentación en estas cuencas transportadas varían desde mares profundos a sistemas aluviales (Ori y Friend, 1984, Colombo, 1994). Estas cuencas son comunes en el desarrollo tectónico del Cinturón Plegado Cubano desde fines del Campaniano Superior hasta el Eoceno Superior las formaciones desarrolladas en estos ambientes son Florida, Vertientes, Maraguán, Saramaguacán.

✓ **Estratigrafía de la AEF de las cuencas de colisión de Cuba Centro Oriental.**

Para la descripción de las principales características estratigráficas de la región Centro Oriental de Cuba se analizó el registro sedimentario de las cuatro cuencas principales que la constituyen: Cuenca Central y Cuenca Saramaguacán de tipo tensional, Cuenca Vertientes de tipo transportada y Cuenca Senado de sistema de cuenca de antepaís.

Cuenca Central

Según la sistematización adoptada en estas investigaciones, en la Cuenca Central es posible describir y analizar el registro estratigráfico que está presente desde el Cretácico Campaniano-Maastrichtiano hasta el Eoceno Superior en las formaciones litológicas que están comprendidas dentro de la AEF de las Cuencas de Colisión en el intervalo Cretácico-Terciario.

En el registro estratigráfico del Campaniano-Maastrichtiano indiferenciado las facies se han generalizado como terrígeno-arcillosas con escasas rocas carbonatadas, representadas litológicamente por conglomerados y gravelitas, areniscas y limolitas tobáceas de cemento calcáreo. Las rocas arcillosas presentan esquistosidad incipiente y superficies de fricción pulidas, evidenciando los eventos tectónicos que las afectaron (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986a,b; 1987, 1989). En la sección del Campaniano Superior aparece una facies terrígena compuesta de conglomerados volcanomícticos, areniscas volcanomícticas y escasas argilitas (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986a,b; 1987; 1989). Los depósitos del Maastrichtiano están representados por facies terrígeno-arcillosas, compuestas por conglomerados, areniscas, gravelitas, limolitas y areniscas de cemento calcáreo y subordinadamente secuencias carbonatadas, descritas como calizas fragmentarias organógenas, micríticas y organógenas recristalizadas (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986; 1987a,b; 1989). En el Paleoceno se describen facies terrígeno-carbonatado-arcillosas, (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986; 1987a,b; 1989) muy poco conservadas fuera de los límites de la cuenca. El registro sedimentario del Eoceno permite describir en su parte inferior facies terrígeno-arcilloso-carbonatadas, con espesores de hasta cientos de metros de conglomerados, gravelitas, areniscas y limolitas polimícticas, argilitas calcáreas arcillosas, con inclusiones tobáceas para su sección terrígeno-arcillosa, intercalados en una sección carbonatada donde aparecen calizas micríticas, organógenas y arcillosas. Manteniéndose la facies terrígeno-arcilloso-carbonatado para el Eoceno Medio y variando a terrígeno-carbonatado-arcilloso en el Eoceno Superior. (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986; 1987a,b; 1989).

El conjunto de formaciones de la Cuenca Central en estas investigaciones se ha generalizado en una columna estratigráfica como se muestra en el Anexo 1. Para ello se tomó en cuenta las características estratigráficas de las mismas en los bordes de la cuenca y en las perforaciones para la prospección y extracción de petróleo, más el conjunto de interpretaciones anteriormente realizadas (Hatten y otros, 1958; Sánchez-Arango, 1977; Linares, 1978; Milián, 1987a,b; García, y otros, 1986; Fernández y Blanco, 1986; Alvarez-Castro y otros, 1994; Guerra, 1996; Rodríguez, 1996; Blanco y Figueras, 1996).

Fm. Guayos, (autor Bandt, 1958). Su sección tipo está descrita en el pozo Guayos 1 en el intervalo 1796-1906 m. Su litología predominante es de lutitas de color oscuro, presentando

también areniscas y conglomerados en sus variaciones faciales laterales y verticales, que han sido descritas en los pozos de los yacimiento Catalina y Cristales (Milián, 1986) como se muestra en la Figura 12 y en el pozo Adelaida. Esta formación descansa discordante sobre las tobas y representantes volcánicos del arco de islas y es sobreyacida siempre en contacto no esclarecido por la Fm. Catalina del Campaniano Superior-Maastrichtiano. En base a su posición estratigráfica pues no se han reportados fósiles, su sedimentación debió ocurrir en un intervalo post-Cenomaniano y pre-Campaniano Superior (Milián, 1986, y otros, 1988). Esta formación sólo tiene algunos equivalentes en superficie en la provincia de Camagüey hacia la localidad de Vertientes (Wallace, 1956, Milián, 1986; Linares, comunicación personal, 1998). En la literatura geológica se reporta que en otros arcos volcánicos fósiles, en su parte superior aparecen formaciones de este tipo justo en los últimos estadios de desarrollo, antes de iniciarse un proceso de colisión, levantamiento y sobrecorrimiento (Schott y Johnson, 1998), complementando la concepción inicial de Milián (1986). Los contenidos de carbón bituminoso con piritita en la formación Guayos indican un medio de sedimentación restringido y anóxico (Milián, 1986), esto hace que se pueda considerar favorable en una valoración de sus posibilidades como roca madre de petróleo.

Fm. Eloisa, (Hatten, 1956). Su edad está determinada a partir de su fauna compuesta por *Sulcoperculina sp.*, *Pseudorbitoidae*, *Globotruncana sp.*, *Hedbergella sp.*, *Globigerinelloides scheri*, *Pseudotextularia elegans* como Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano. Descrita como un corte que transiciona verticalmente desde una base conglomerática volcanomítica a un material más calcáreo y arenoso hacia el techo (Linares, 1978; Milián, 1986). Litológicamente está formada por conglomerados con fragmentos de andesitas grises, basaltos negros y calizas organógenas en una matriz compuesta por margas arcillosas de color crema con fracción organógena, argilita calcárea con piritita y materia orgánica, areniscas polimíticas y gravelitas como se muestra en la Figura 13 (Sánchez y otros, 1977; Linares, 1978; Milián, 1986, 1987a,b). Esta formación representa los primeros sedimentos acumulados en la parte superior de las secuencias del Arco Volcánico Cretácico luego de su extinción y levantamiento. En el análisis de los clastos y fósiles presentes se determinó que su ambiente de deposición fue variado desde un medio fluvial a abanicos submarinos de aguas profundas pasando por mares someros como se constata en las secuencias cortadas por los pozos perforados dentro de la Cuenca Central donde están mejor conservados los sedimentos Campaniano Superior-Maastrichtiano que en muchas ocasiones son colectores de petróleo en sus secciones

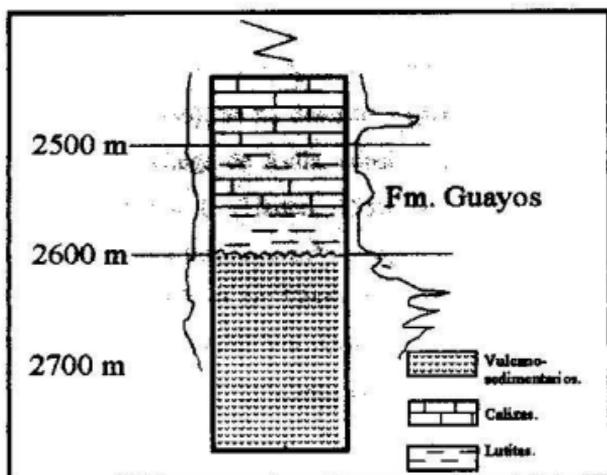


Figura 12: Formación Guayos, pozo Catalina 6.

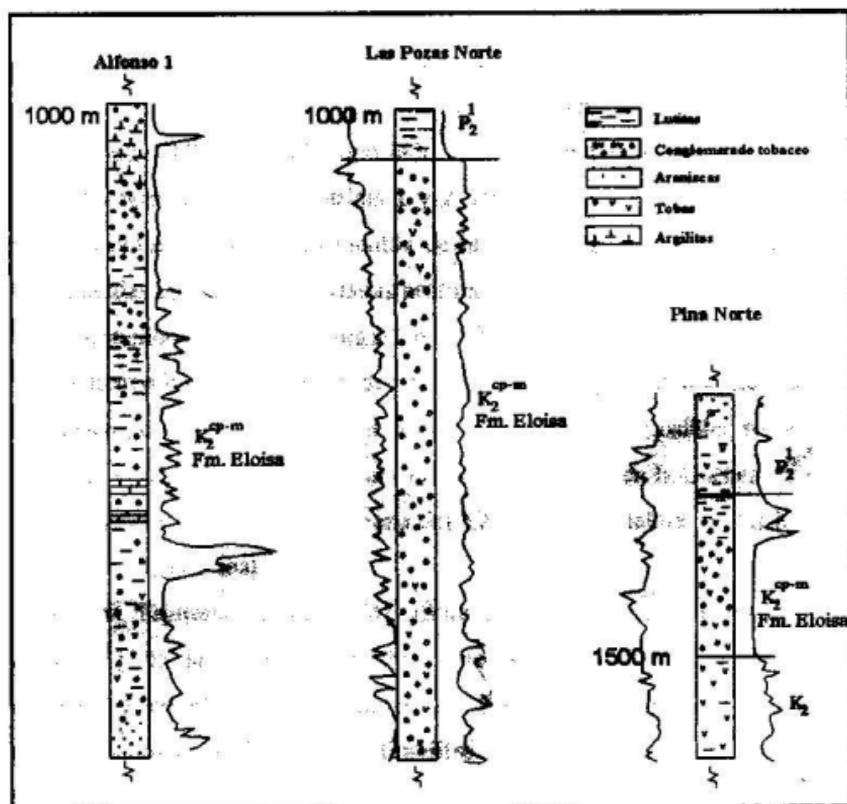


Figura 13: Formación Eloisa, pozos de la Cuenca Central.

conglomeráticas y pueden constituir sellos locales debido a sus espesores arcillosos (Linares, 1978; Alvarez-Castro, 1994). En la porción centro oriental de estudio la formación es correlacionable con la Fm. Durán de la región de Camagüey.

Fm. Catalina, (Meyerhoff, 1956). Se ha descrito a partir de las perforaciones en el Yacimiento Catalina en la provincia de Ciego de Avila, considerando su sección tipo en el intervalo 1850-2170 m en el pozo Catalina 1, (Hatten, 1958; Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1986). La formación está constituida por una secuencia terrígeno-clástica-carbonatada, de arcillas arenosas carbonatadas y micáceas, areniscas arcillosas y calizas organógenas amarillentas duras. Dentro de la formación se ha distinguido el Mb. Cristales (Milián, 1986), determinándose su sección tipo en el pozo Catalina 15 (2160-2280 m.) como calizas con intercalaciones de argilitas gris oscuro. Sus fósiles fueron estudiados en el pozo Catalina 5 (Sánchez-Arango, 1977) correspondientes a una edad Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano. Los sedimentos del Mb. Cristales son típicos de una zona de bancos biostrómicos, desarrollados aisladamente en el área que ocupaba la Cuenca Central y se extienden hasta la Cuenca de Ana María como lo demuestran los trabajos sísmicos y de perforación realizados en la zona de Cayo Rabiahorcado y la antigua perforación del Tortuga Shoal, lo que se puede observar en la Figura 14.

La secuencias de lutitas carbonatados grises con intercalaciones de arenisca calcáreas de la Fm. Catalina (Sánchez, 1977), han sido reportadas en varios pozos dentro de la Cuenca Central con edad y litología semejante Santi Spiritus 1 y 2, Bijabo 2, 3, 4 y 5, Maritza 1, La Rosa 3, estas secuencias son potentes con varios cientos de metros de espesor y con coloraciones oscuras a negras, acumuladas en aguas con variadas profundidades con salinidad normal (Sánchez-Arango, 1977 y con contenidos de carbono orgánico total medios 0.46 % (Pairazian y otros 1975), que aunque bajos tienen un gran volumen debido a la potencia y desarrollo de estas secuencias, por ello no se deben perder las perspectivas de considerarlas como posibles rocas madres dentro de la Cuenca Central y aún más importante para la zona de offshore en la Cuenca Ana María situada al sur, y con regularidades similares a la zona del Yacimiento Catalina, en las localidades de Cayo Rabiahorcado y Tortuga Shoal.

Fm. olistostroma Taguasco (Truit, 1954), aflora en la parte centro oriental de la provincia de Sancti Spiritus y en la noroccidental de Ciego de Avila. Está compuesta en su base por conglomerados y conglobrechas polimícticas. En la parte superior se caracteriza por una alternancia flyschoides de areniscas, limolitas, margas y calizas con intercalaciones de conglomerados, bloques y olistolitos de rocas cretácicas de composición variada: andesitas, granitoides, silicitas, calizas y areniscas. Los olistolitos y bloques se encuentran sumergidos en

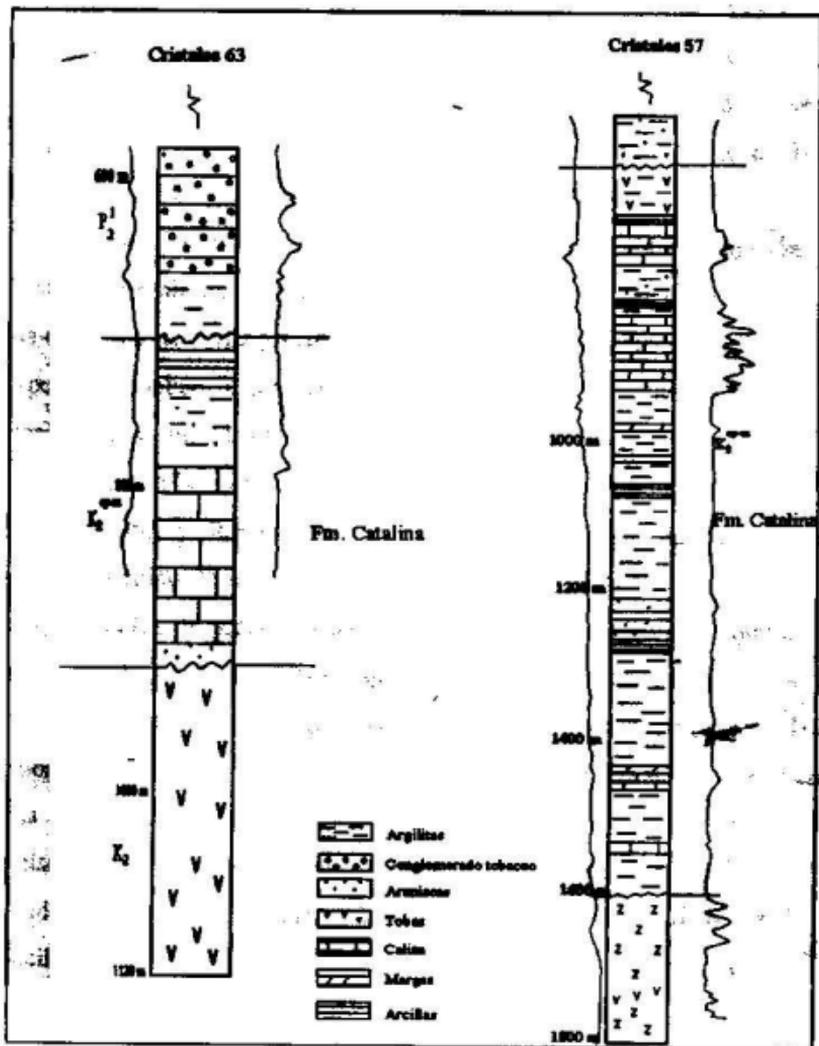


Figura 14: Corte de la Fm. Catalina, pozos en la Cuenca Central.

una matriz bien estratificada. Esta formación yace discordantemente sobre las formaciones Cabaiguán, Provincial, La Rana, Carlota y Catalina, estando cubierta por las formaciones Arroyo Blanco y Zaza. Según los foraminíferos *Globorotalia aequa*, *G. densa*, tiene una edad Paleoceno Inferior - Eoceno Inferior parte baja, depositándose en condiciones de un relieve desmembrado, desarrollado sobre rocas volcánogeno-sedimentarias activamente desintegradas y transportadas, acumulada sobre éste substrato en aguas marinas de profundidad variable, con espesores de la formación que oscilan entre los 300 y 400 m. Los horizontes paleocénicos se encuentran en los pozos Bijabo 1 y 2, Catalina 5 y 6 representados esquemáticamente en la Figura 15, Vega Grande y Sancti Spiritus (Léxico estratigráfico de Cuba, 1988).

En la literatura se ha esgrimido una equivalencia entre esta formación y las secuencias conglomeráticas de abundantes clastos de granitoides que se encuentran distribuidas en las provincias de Ciego de Avila y Camagüey (Iturralde-Vinent, 1996) al este de la zona de falla La Trocha; pero se deben diferenciar en cuanto a su nomenclatura, pues las cuencas de sedimentación y por ende, las fuentes de suministro no son las mismas. Así, en el pozo Morón 1 -Figura 16- se reporta la Formación Vega de edad Paleoceno, con una típica bimodalidad de sus clastos carbonatados y dolomíticos de las secuencias del Paleomargen y silicoclasticos del cinturón plegado típico de una cuenca de antepaís. En el levantamiento del CAME reportan en pozos conglomerados de granodioritas con posiciones estratigráficas equivalentes, pero con un gran predominio de los representantes ígneos ácidos como también ocurre en el pozo Violeta 1 (Rawlinson, 1998) en el que se reporta fauna del Paleoceno-Eoceno en las zonas de fallas cortadas por la perforación pertenecientes a la cuña superior del sistema de cuenca de antepaís.

-Fm. Loma Iguará. Definida inicialmente por C.W. Hatten y otros, 1958, aflora en las lomas Iguará, Juan López y otras pequeñas elevaciones borde occidental de la Cuenca Central, caracterizadas por brechas polimícticas, calizas fragmentarias, calizas clásticas algo arcillosas, calizas arcillosas, calizas detriticas, calizas recristalizadas, margas, areniscas y silicitas. Yace discordantemente sobre el Olistostroma Taguasco y es cubierta concordantemente por la Fm. Zaza como se ve en la Figura 17, donde predominan los foraminíferos planctónicos, y algunos radiolarios definiendo un paleoambiente batial con una edad Eoceno Inferior parte baja (Léxico estratigráfico de Cuba, 1988).

Su espesor oscila entre 120 m y 150 m y es cortada en los pozos de los campos de petróleo Cristales y Pina, y en los pozos Guayacanes 10, Guayos 1 y 4, Reforma 7 y Marroquí 2. En los pozos pasa de una secuencia de conglomerados polimícticos en la base, hacia areniscas polimícticas, limolitas y arcillas (Linares, 1978; Guerra, 1996) manifestando un desarrollo granodecreciente a medida que transiciona a la Fm. Zaza.

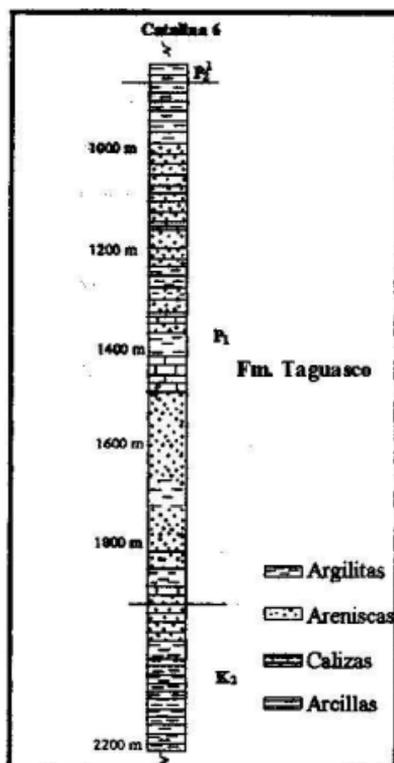


Figura 15: Corte de la Fm. Taguasco, pozo de la Cuenca Central.



Figura 16: Corte del Paleógeno, pozo Morón 1.

- Fm. Zaza. Su autor es Thiadens, 1937, en superficie esta formación tiene un amplio desarrollo en las provincias de Sancti Spiritus y en el extremo occidental de Ciego de Avila y constituye una secuencia de tipo flyschoide, representada por intercalaciones de areniscas polimícticas y volcanomícticas, argilitas, margas, conglomerados polimícticos y en menor proporción, calizas. La fauna predominante define una edad Eoceno Inferior parte Alta-Eoceno Medio. Es correlacionable con la Fm. Vertiente que aflora en las provincias de Ciego de Ávila y Camagüey. El límite inferior de esta formación es a través de un contacto transicional cuando yace sobre los sedimentos de la Fm. Loma Iguará, y discordante con un carácter erosivo cuando cubre las tobas del Arco Volcánico Cretácico (Milián, 1986), esto es un indicio más de la presencia de discordancias progresivas dentro de la Cuenca Central. El límite superior está dado por el contacto discordante con la Fm. Arroyo Blanco (Léxico estratigráfico de Cuba, 1988; Rodríguez, 1996)

Los sedimentos de esta formación así como parte de los del Maastrichtiano representan el sello regional de todos los yacimientos del noreste de la Cuenca Central (Milián, 1987b). El espesor de la misma oscila entre 350 y 500 m, siendo cortada entre otros por los pozos Sancti Spiritus 1, Catalina 6 y Cometa 1, Pina 32 (Milián, 1987b; Rodríguez, 1996).

- Fm. Arroyo Blanco (autor Hatten y otros, 1958). Su descripción original es de alrededores del pueblo de Arroyo Blanco y al noroeste del pueblo de Jatibonico, provincia de Sancti Spiritus. Está representada por limolitas, margas, areniscas calcáreas, conglomerados polimícticos, areniscas polimícticas, calizas organógeno-detriticas, calizas arenosas, calizas organógenas, brechas y margas arenosas. Contiene fauna de foraminíferos planctónicos y bentónicos que definen una edad del Eoceno Medio parte alta al Eoceno Superior (Léxico estratigráfico de Cuba, 1988). El ambiente de deposición fue nerítico de poca profundidad y su espesor oscila entre los 300 y 600 m (Milián, 1986). Es cubierta discordantemente por los sedimentos de las formaciones Chambas, Jatibonico y Tamarindo, yaciendo discordantemente sobre las formaciones Vega Grande, Zaza y el Olistostroma Taguasco. Transiciona lateralmente a la Fm. Marroquí.

- Fm. Marroquí. Aflora desde la localidad de Santa Ana hasta las Yayas y desde la Venturilla hasta la Carretera Chambas-Tamarindo, así como al oeste de la Loma El Capital, Provincia de Ciego de Avila. Está constituida por conglomerados brechosos, areniscas, gravelitas, calizas y margas. Los conglomerados contienen fragmentos con dimensiones de gravas y guijarros pequeños, rara vez de guijarros medios y grandes. La composición de los clastos está dada fundamentalmente por rocas carbonatadas -entre un 75-80 porciento- y en menor proporción diabasas, andesitas, serpentinitas y silicitas. La matriz es de calizas clásticas con mezcla de fragmentos volcánicos. Las areniscas presentan estratificación horizontal, rara vez oblicua y tienen un carácter que

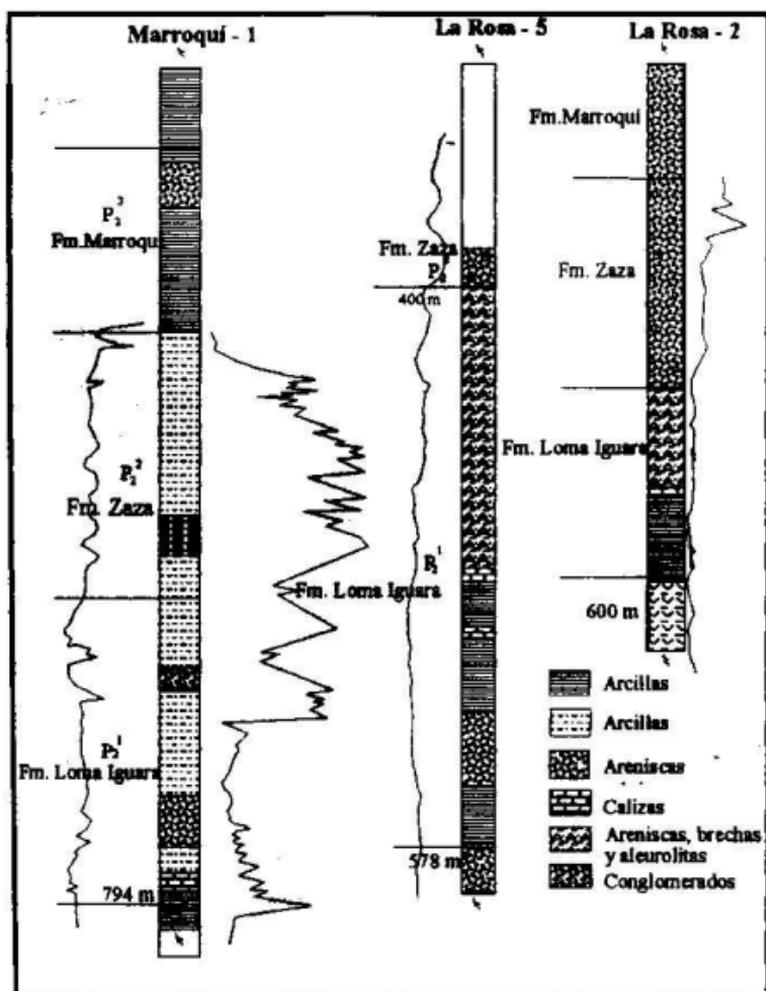


Figura 17: Corte de las formaciones Loma Iguará, Zaza y Marroquí en pozos de la Cuenca Central.

transiciona desde una composición polimíctica hasta biocalcarenitas. Las mezclas terrígenas son de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y fragmentos de rocas volcánicas. Las calcarenitas son intraclásticas-biodetríticas con cemento calcáreo.

La fauna de esta formación está representada fundamentalmente por macroforaminíferos, su edad ha sido determinada como Eoceno Superior. El ambiente de acumulación fue de aguas poco agitadas en condiciones neríticas y presenta un espesor promedio de 300 m.

Cuenca Vertientes

Las rocas de la AEF del Arco de Islas Volcánicas del Cretácico le sirve de basamento a las secuencias sedimentarias de la Cuenca Vertientes. La distribución facial en la cuenca puede ser generalizada de base a techo por una deposición inicial arcillosa mal conservada, reportada por trabajos de reconocimiento geológico para la búsqueda de petróleo (Wallace, 1956). En el Campaniano-Maastrichtiano indiferenciado la composición varía a facies terrígeno-arcillosa, con una gran variedad de cambios faciales distribuidos dentro y fuera de la cuenca en el territorio de Camagüey; en el Maastrichtiense se produce un cambio de estas, a facies carbonatadas-terrigenas de aguas someras con abundantes rudistas (Rojas, 1998). La última sección del intervalo estudiada de la cuenca es areno-arcillosa-carbonatada con una interdigitación compleja entre las unidades litoestratigráficas Florida y Vertientes. El conjunto de formaciones de la cuenca ha sido generalizado en la columna que se muestra en el Anexo 2.

Fm. Durán. (Iturralde-Vinent y otros, 1981). Como área tipo tiene la cuenca del Arroyo Durán de donde proviene su nombre, situado al noreste del poblado de Vertientes, provincia de Camagüey, (Piñeiro y otros, 1990). En la provincia de Ciego de Avila está poco desarrollada, apareciendo al este y sureste de la ciudad de Ciego de Avila, en los alrededores de las localidades de Yumurí, La Caridad y La Guinea, encontrándose pobremente aflorada y cubierta generalmente por sedimentos cuaternarios (Iturralde-Vinent y otros, 1981; Piñeiro y otros, 1990; Rojas, 1998).

Del resultado de la documentación de los testigos de perforación y de los pocos afloramientos naturales y algunos artificiales realizados durante el levantamiento CAME III la Fm. Durán está constituida por areniscas, gravelitas, conglomerados y algunas calizas (Iturralde-Vinent y otros, 1981; Piñeiro y otros, 1990). Las areniscas son polimícticas de color gris crema a gris amarillento claro, de granos finos compuestos por material -cuarzo, feldespato, micas- derivado del intemperismo de rocas intrusivas y el cemento es calcáreo. Estas areniscas se encuentran intercaladas con capas de gravelitas del mismo color, con fragmentos subredondeados o subangulares con matriz arenosa calcárea (Piñeiro y otros, 1990) indicando un grado moderado a

alto de madurez del material que se sedimentaba. Estas características se muestran en la Figura 18.

En la composición de los conglomerados se encuentran clastos redondeados a subredondeados de rocas volcánicas e intrusivas tales como plagiogranitos, lavas andesíticas, andesito-basálticas, granodioritas, dacitas y también calizas de diferentes tipos, indicando la fuente de suministro en las rocas que están expuestas en estos momentos a la erosión y que pertenecen a las secuencias del arco volcánico, la matriz del conglomerado es arenosa-gravelítica-carbonatada. Según la fauna reportada *Pseudotextularia spp.*, *Sulcopectulina dickersoni*, *Orbitoides sp.*, *Orbitoides cf. apiculata*, *Sulcopectulina globosa*, *Pseudorbitoides sp.*, *Globotroncana stuarti*, *Titanosarcolithis giganteus*, *Gaudryina piramidata*, *Cibicides sephensoni*, *Glinneann tricarinata*, la Fm. Durán tiene una edad Cretácico Superior, Campaniense parte alta hasta Maastrichtiense parte baja, (Iturrealde-Vinent y otros, 1981; Piñeiro y otros, 1990).

La Fm. Durán por las diferentes litologías que la componen se depositó en un ambiente que transiciona de continental a marino de poca profundidad. Esta secuencia yace de forma transgresiva y discordante sobre los granitoides y rocas volcánicas cretácicas de las formaciones Piragua y Caobilla. A su vez la Fm. Durán es cubierta concordantemente por la Fm. Presa Jimaguayú y discordantemente por las formaciones terciarias como Florida y Vertientes, por las formaciones miocénicas Arabos y Güines y por los sedimentos cuaternarios de las formaciones Guevara y Villa Roja (Piñeiro y otros, 1990). La potencia de la Fm. Durán en la región de investigación varía desde unos pocos metros hasta llegar a sobrepasar los 150 m de espesor.

En base a la distribución espacial que tiene en estos momentos y sus frecuentes cambios faciales esta formación debió depositarse en varios tipos de cuencas que se formaron sobre el cinturón plegado en desarrollo; así la encontramos en la base de las secuencias de la depozona cuña superior del sistema de cuencas de antepaís cubano, como será analizado en el próximo epígrafe.

Fm. Presa Jimaguayú. Debe su nombre a los numerosos afloramientos que se encuentran en el llano situado al este de la presa de Jimaguayú situada al este de la ciudad de Vertientes, donde se describió el área y sección tipo durante el levantamiento cubano-búlgaro, en que se estableció el Mb. El Brazo, (Iturrealde-Vinent y otros, 1981). En el levantamiento 1:50 000 del polígono CAME III se logró una mejor cartografía de sus límites, (Piñeiro y otros, 1990).

La formación se distribuye en Ciego de Avila al este y no muy distante de la ciudad, en la zona de Vertientes hacia las partes sudeste y noreste del poblado de Vertientes y algunos pequeños afloramientos al este del mismo poblado, siempre vinculados a la Fm. Durán (Piñeiro y

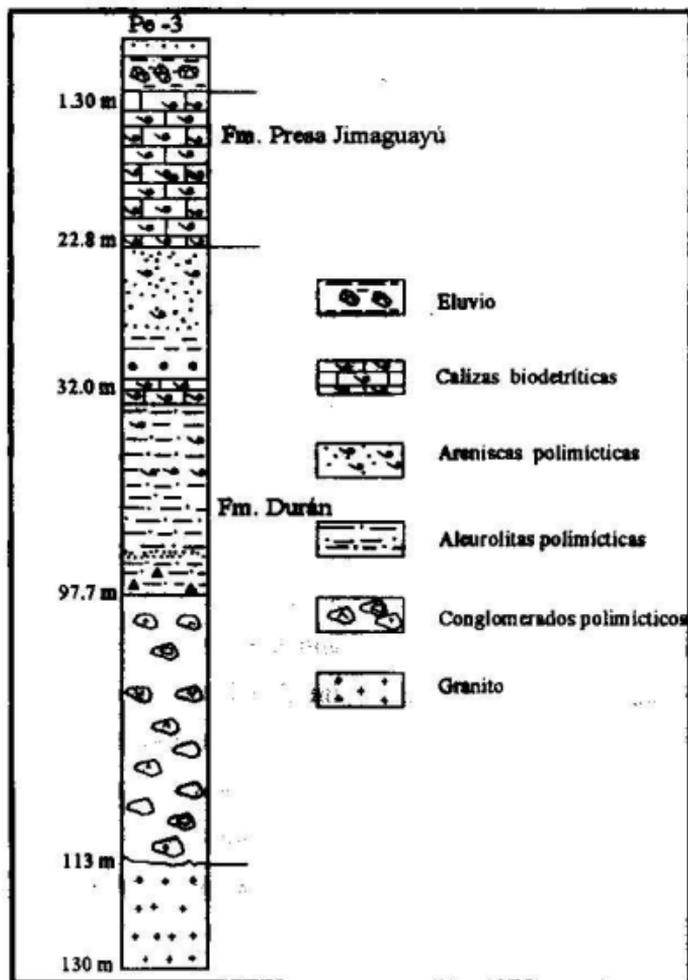


Figura 18: Corte en perforación de las formaciones Durán y Presa Jimaguayú.

otros, 1990; Rojas y Nuñez, 1998).

La Fm. Presa Jimaguayú se encuentra poco representada en superficie y está constituida por calizas biógenas o biodetríticas con fragmentos de rudistas, su color es generalmente blanco a blanco amarillento y pueden estar estratificadas en capas gruesas. En las localidades cercanas a la Ciudad de Ciego de Avila ha sido reportada yaciendo directamente sobre los granitoides y sobre los conglomerados de la Fm. Durán. En general el área que ocupa esta formación en el sector Ciego de Avila es muy pequeña y su espesor es del orden de 30 m con una estratificación gruesa como se muestra en la Figura 18 (Piñeiro, 1990).

Para el sector Vertientes el área que ocupa esta formación es mayor, con aflorabilidad superior, asociada también a la Fm. Durán. Como litología más representativa en esta área aparece un conjunto de calizas biógenas de colores que van desde blanco hasta crema.

Los afloramientos que se encuentran hacia la parte noreste y sudeste del poblado de Vertientes están formados por una secuencia de calciruditas, biocalciruditas y calizas detríticas con estratificación gruesa, cuya edad fue datada por los resultados de los trabajos geológicos como Cretácico Superior Maastrichtiano parte alta, con espesor variable desde escasas decenas de metros hasta aproximadamente 50 m (Iturralde-Vinent y otros, 1981; Piñeiro y otros, 1990).

Según las determinaciones paleontológicas realizadas (Iturralde-Vinent y otros, 1981; Piñeiro y otros, 1990; Rojas, 1998) donde se determinaron rotálidos, foraminíferos bénticos, miliólidos; y teniendo en cuenta que la Fm. Presa Jimaguayú sobreyace a la Fm. Durán de edad Cretácico Campaniano-Maastrichtiano Inferior, la misma es datada como Maastrichtiense parte alta. Las características de esta formación indican que se depositó en un ambiente de plataforma marina de aguas poco profundas de la zona nerítica (Rojas, 1998).

La formación en el área de investigación yace concordantemente sobre la Fm. Durán y es cubierta discordantemente por las formaciones Florida y Vertientes del Paleógeno, las formaciones Arabos y Gólines del Neógeno y las formaciones más jóvenes Guevara y Villa Roja (Iturralde-Vinent y otros, 1981; Piñeiro, 1990).

Mb. El Brazo. (Iturralde-Vinent y otros, 1981). La sección tipo de este miembro lo constituye un afloramiento extenso en el cruce de camino situado a 1,5 km. al este-noreste del poblado El Brazo, con coordenadas X: 374 200 y Y: 268 500 y aparece bien desarrollado a unos 3-4 Km al noroeste de Vertientes a ambos lados del camino principal hacia el poblado Capitán, donde yace sobre la Fm. Piragua en forma discordante y es cubierto por la Fm. Vertientes

Este miembro constituye una secuencia de calizas y está representado por biocalciruditas de color blanco crema de aspecto arrecifal con grandes rudistas -*Titanosarcolithis sp.*-, corales y esponodermos, en una matriz biodetrítica con algas y foraminíferos orbitoidales del Campaniano

al Maastrichtiano. Las rocas presentan estratificación imperfecta con estratos de 1 a 1,5 m de espesor y potencia total del orden de 10 a 15 m.

hacia la parte alta la composición de las rocas transiciona a calciruditas con fragmentos angulosos de calizas biógenas y clastos pequeños con contenidos limitados de volcanitas y ranitoides (Iturralde-Vinent y otros, 1981; Piñeiro; 1990).

m. Florida (Iturralde-Vinent y otros, 1981). Las rocas de esta unidad afloran en una franja largada paralela a las rocas del Cretácico, con orientación noreste-sudoeste desde la ciudad de Ciego de Ávila a Guáimaro, con un ancho variable de 3-7 Km (Iturralde-Vinent y otros, 1981; Piñeiro y otros, 1990; Rojas, 1998). En el sector de Vertientes, la formación se limita a pequeñas reas aisladas. En el zona de Ciego de Avila los sedimentos de la formación lo integran generalmente calizas biodetríticas, calizas biomicríticas detríticas, calizas biógenas, calciruditas, arcillas y en menor grado limolitas calcáreas hasta calcarenitas (Piñeiro y otros, 1990) como se muestra en la Figura 19.

Los principales afloramientos de la formación están representados por las calciruditas y bioalciruditas que sobreyacen a las rocas cretácicas, generalmente volcanitas e intrusivos. Las calizas biodetríticas, calizas biomicríticas-detríticas y calizas arcillosas, a pesar de ser muy abundantes en el volumen general de la formación están poco afloradas y aparecen finamente estratificadas en capas subhorizontales y representan la transición entre los sedimentos gruesos y pocos seleccionados a los sedimentos más finos que se interdigitan con la Fm. Vertientes (Piñeiro y otros, 1990).

Las calizas que predominan se presentan masivas con texturas organógenas y micríticas para las calizas biomicríticas-detríticas, criptocristalinas, organógenas y biodetríticas. El material terrígeno que constituye estas rocas está representado generalmente por abundantes moldes de organismos, detritos de rocas vulcanógenas, granitoides y granos de cuarzo; el cemento es micrítico y muy pobre, presentando diferentes grados de recristalización. Las calizas biógenas, biodetríticas y calizas limolíticas están bien desarrolladas e intercaladas con calciruditas de grano grueso. Estas litologías son muy difíciles de diferenciar en condiciones de campo respecto a otras litologías semejantes constituyentes de la Fm. Presa Jimaguayú, del Maastrichtiano Superior, ya que sólo se distinguen por el contenido faunístico (Piñeiro y otros, 1990).

Los espesores de los sedimentos que conforman la unidad en general son pequeños. En el sector Ciego de Avila, en su parte aflorada no sobrepasa las primeras docenas de metros, aumentando hasta mas de 70 m hacia la zona de contacto con la Fm. Vertientes.

En la formación ocurrió una gran redeposición de fósiles del Campaniano-Maastrichtiano (Piñeiro y otros, 1990). Los fósiles que pueden ser reconocidos como del Eoceno (Postuma,

1971; Orue-Etxebarria, 1985), y que están presentes en la formación son para el Eoceno Inferior-Medio Truncorotaloides sp., T. cf. rohri, Globorotalia bolivariana, Amphistegina lopeztrigo, Discocyclina marginata, Diacycloconus americanus, Eoceno Medio-Superior Diacycloconus sp., D. floridanus, D. cf. cooki, Pseudophragmina, Lepidocyclina sp., Eucomuloides wellsi, Pseudohastigerina micra, Pseudohastigerina wilcoxensis, Planorbulina sp., Heterodictyoconus sp., Nummulites sp., Algas (Distychoplax biserialis), Amphistegina sp., A. Lopeztrigo, A. cubensis, A. parvula, Asterocyclina sp., Globigerina sp., Globigerinatheka sp., Morozovella sp., Globigerapsis. kugleri (Piñeiro y otros, 1990).

Según este contenido faunístico se asignó a la formación una edad de Eoceno Inferior-Medio. Esta formación yace transgresiva y discordantemente sobre el relieve irregular del intrusivo y las volcanitas cretácicas de las formaciones Caobilla y Piragua, así como sobre las formaciones sedimentarias Durán y Presa Jimaguayú del Campaniano Maastrichtiano.

El carácter de las relaciones entre las formaciones Florida y Vertientes en general es de interdigitación tanto horizontal como vertical (Piñeiro y otros, 1990), se han descrito las siguientes situaciones:

- La Fm. Florida yace sobre las volcanitas o el intrusivo y pasa lateralmente a los sedimentos de la Fm. Vertientes, interdigitándose transicional y lateralmente.
- Los sedimentos de la Fm. Florida transicionan verticalmente sobre los sedimentos de la Fm. Vertientes cubriendo la misma.
- Los sedimentos de la Fm. Florida son cubiertos parcialmente en transición vertical por los sedimentos de la Fm. Vertientes.

Según esta forma de relacionarse las formaciones Florida y Vertientes se puede concluir que estamos en una zona de cambio de profundidad de las aguas en un medio marino, pasado de una zona costera con desarrollo de arrecifes a zonas más profundas con calcarenitas gradadas.

Fm. Vertientes. La formación tiene un amplio desarrollo en el sector que ocupa la Cuenca Vertientes, donde aparece en un área mayor de 240 km² aflorando principalmente al sur y suroeste del pueblo de Vertientes, en la Provincia Camagüey. En la Provincia Ciego de Avila, la formación se distribuye en una franja alargada del rumbo cubano, al norte y paralelamente a los afloramientos de las rocas del arco volcánico Cretácico, con ancho entre uno y cuatro km. Los afloramientos mayormente lo forman las areniscas y calcarenitas de colores amarillentos a crema. En la cuenca de Vertientes los sedimentos de la formación se componen litológicamente de tres elementos principales que lo integran: areniscas, limolitas y arcillas; que se alternan en ritmos.

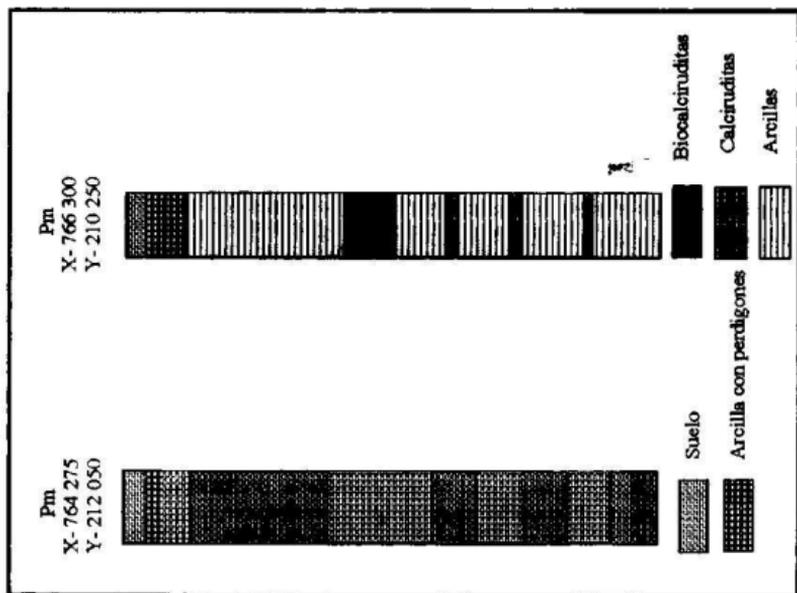


Figura 19: Cortes en pozos de la Formación Florida.

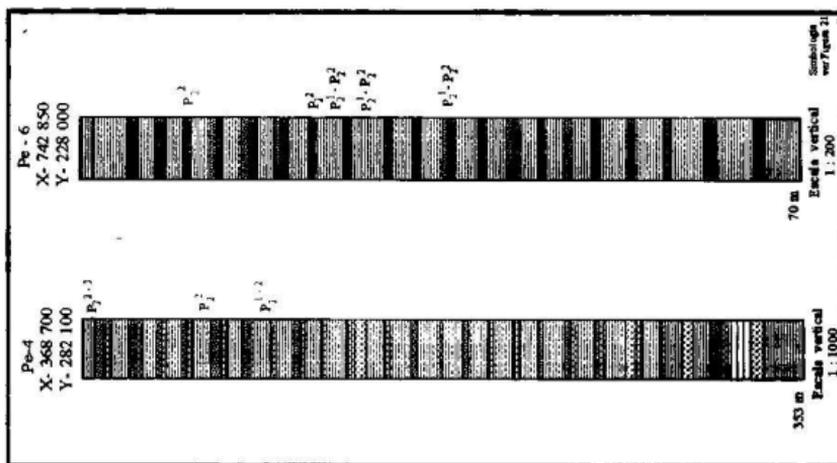


Figura 20: Corte en pozos de la Formación Vertientes.

En el área de Vertientes se hace énfasis en las características de los ritmos que conforman los miembros de la formación en la cuenca homónima. Basados en la información obtenida en numerosos pozos de mapeo y particularmente en el pozo estructural Pe-4 (x- 368 700, y- 282 00) que se representa en la Figura 20.

Las litologías que conforman los ritmos elementales de la serie y sus relaciones estratigráficas son: las pelitas están representadas generalmente por calizas pelíticas y escasas tufitas, por lo general de colores claros, gris a blanco, carbonatadas, las calizas presentan mayormente textura masiva y tienden a la estratificación. Por su estructura predominan las calizas micríticas, biomicríticas organógenas, detríticas, esparíticas, cripto y microcristalinas. Las tufitas tienen textura finamente estratificadas y por su estructura son limolitas finas, tienen un limitado desarrollo en el corte. Estas rocas presentan contactos superiores brusco erosivos con las areniscas y limolitas arenosas que los cubren. Pasan transicionalmente aunque rápido hacia abajo, a las limolitas. Sus espesores son muy variados desde menos de un centímetro hasta 30 o 40 centímetros y mayores.

Las limolitas se presentan masivas, generalmente en su paso gradual a las areniscas, tienden o aparecen finamente estratificadas. Su textura generalmente es limolítica y limolítica organógena. Por su composición predominan las limolitas volcanomícticas y limolitas calcáreas. Las limolitas predominan respecto a las pelitas y areniscas en el volumen general de la formación. Las limolitas transicionan rápidamente a las pelitas que los cubren, pero pasan gradual y paulatinamente a las areniscas infrayacentes. Este contacto inferior representa una sustitución de una litología en otra; más que un contacto entre dos litologías. Los espesores de las limolitas varían desde unos centímetros hasta unos 50 o 60 centímetros y con frecuencia exceden 1.50 m.

En las areniscas predominan las polimícticas, volcanomícticas, tobáceas, calcáreas hasta calcarenitas. Pueden aparecer tufo-areniscas y escasamente subarcosas. Por su estructura son masivas y estratificadas sobre todo las de granulometrías finas. Por su textura predominan las areniscas limo-psamíticas, psamíticas, para las polimícticas la estructura heterofragmentaria; para las calcarenitas organógenas, detríticas y criptocristalinas. La estratificación de las areniscas es fina, horizontal, paralela y a veces inclinadas hasta lenticular y cruzadas más raramente. Pasan hacia arriba transicionalmente a las limolitas y dentro de ellas gradacionalmente de grano fino a medio y grueso; llegando a gravelitas y conglomerados en la base del ciclo. Frecuentemente las areniscas de grano grueso hasta los conglomerados no están presentes en el corte. Su contacto inferior es irregular, cubriendo la superficie discordante de las pelitas subyacentes del ciclo inferior. En esta superficie de contacto es común encontrar bioglifos, coprolitos, así como signos de las corrientes turbulentas -rizaduras y surcos erosivos-. Las areniscas junto a las gravelitas y

conglomerados alcanzan desde menos de un centímetro hasta 40 a 60 centímetros de potencias y más de 2 m en ocasiones. Según la fracción gravelítica y conglomerática el aporte del material clástico de la formación esta representado por rocas de variadas composiciones: andesitas, dacitas, rocas de alteración, granitoides, tobas y calizas. En la fracción fina abundan los granos de cuarzo, feldespatos, plagioclasas, micas, magnetitas, zircón.

La Fm. Vertientes es la de mayor espesor dentro de la cuenca, alcanzando espesores de 260 a 300 m en los alrededores de la ciudad de Vertientes, mientras que al suroeste del área, donde la formación es cubierta por sedimentos del Mioceno, el pozo CoreHole-3 corta 480 m de espesor. Al sureste de la ciudad de Vertientes el pozo estructural Pe-4 alcanzó la profundidad de 353 m sin salir de los sedimentos de la formación.

En la zona de Ciego de Avila los sedimentos de la formación fueron atravesados por dos pozos estructurales situados sobre máximos gravimétricos relativos. El pozo estructural Pe-11 de coordenadas X:757 800 y Y: 266 400 cortó 110 m de sedimentos y el pozo estructural Pe-15, X:766 900 y Y: 232 400 donde las rocas del Mioceno cubren la formación, cortó 130 m de espesor yaciendo sobre el intrusivo.

Los fósiles de la formación son: Amphistegina sp., A. lopeztrigoj, A. cf. cubensis, Morozovella sp., G. aragonensis, G. aspensis, G. quetra, G. brodermanni, G. spinulosa, G. urcinata, G. trinidadensis, G. Pusilla pusilla, G. pseudomenardi, G. mackannai, G. pentacamerata, G. wilcoxensis, G. bolivariana, G. abundocamerata, G. densa, G. centralis, G. rex, G. velascoensis, G. aequa, G. Gracilis, G. cf. leaviogata, G. aff. compressa, G. cf. occulta, G. cf. formosa, Globigerina sp., G. linnaperta, G. soldadoensis, G. bomuri, G. soldadoensis angulosa, G. affinacinalis, G. cf. callactia, G. cf. pseudobulloides, G. cf. yeguaensis, Globigerapsis boglii, Discocyulina sp., Pseudophragmina sp., Pseudohastigerina micra, Pseudohastigerina wilcoxensis, Truncorotaloides cf. rohri, T. topilensis, Hastigerina micra, Kainoconus ovalis, Heterohelix sp., Distichoplax biserialis, Fabiana cassis, Discoaster ssp., Lepidocyclina sp., Asterocyclina sp.

algas, espículas de equinodermos, miliólidos, briozoarios, moldes de radiolarios.

Según la fauna colectada se ha inferido la edad de la Fm. Vertientes del Eoceno Inferior al Eoceno Medio parte alta.

La Fm. Vertientes yace sobre un conjunto geológico estructural variado. En el sector de Vertientes sobre transgresiva y discordantemente las volcanitas cretácicas que componen las formaciones Camujiro y Piragua y los sedimentos de la cobertura Campaniense-Maastrichtiense representados por las formaciones Durán y Presa Jimaguayú.

En la región de estudio la unidad es cubierta transgresivamente por los sedimentos Miocénicos de las formaciones Arabos y Güines y en menor escala por los sedimentos cuaternarios.

Para el sector de Vertientes esta formación aflora sólo hacia la parte este-noreste del poblado de Vertientes, en lo que fue descrita su área tipo. La composición litológica está representada por conglomerados, gravelitas, areniscas y limolitas de color gris hasta crema con estratificación gruesa de yacencia horizontal o casi horizontal. En los conglomerados la composición es muy variada, dada por rocas volcánicas desde ácidas hasta básicas, serpentinitas y calizas biógenas con fragmentos de rudistas y ostracodos.

Cuenca Saramaguacán

A esta cuenca se encuentran vinculadas varias unidades como son las formaciones Durán, Jimaguayú en su sección cretácica y las secuencias olistostrómicas equivalentes a Taguasco, así como las formaciones Saramaguacán y Maraguán como se muestra en el Anexo 3.

En desarrollo facial de la cuenca va desde facies conglomeráticas a flyschoides, con ambientes de sedimentación que transicionan de continentales a marinos, con aportes de sedimentos provenientes fundamentalmente de la erosión de las secuencias del Arco de Islas Volcánicas del Cretácico.

Fm. Durán. Tiene un carácter variable en cuanto a litología y ambiente de sedimentación, pues se depositó sobre un relieve irregular en ascenso como lo demuestra la presencia de conglomerados y areniscas. En su área tipo la formación yace en discordancia sobre las vulcanitas y los granitoides, y es cubierta en una relación concordante por los sedimentos de la Fm. Presa Jimaguayú.

En la zona de la Cuenca Saramaguacán la mejor exposición de esta formación está en el miembro Lugareño que aflora en la cantera situada a 3 Km al noroeste de Lugareño, en el punto de coordenadas X: 862 600 y Y: 197 700, descrita por los trabajos de la brigada del CAME (Iturralde-Vinent y otros, 1986). La litología en la localidad tipo del miembro, aflora como un conglomerado de matriz arenosa-gravosa-polimíctica de color carmelita, donde están englobados clastos rodados de tobas, rocas volcánicas, serpentinitas y gabroides, estos últimos alcanzan hasta 1.5 m de diámetros.

En sentido general el Mb. Lugareño yace discordantemente sobre las rocas volcánicas-sedimentarias del Campaniano, sobre los granitoides y probablemente sobre las ultramafitas y gabros, sin embargo, no es improbable que su relación con estos últimos sean tectónicas. Las formaciones del Eoceno cubren discordantemente esta unidad.

Los fósiles índices están representados por foraminíferos como *Globotruncana arca*, *G. linneiana*, *G. mariei*, *G. stuarti*, *G. subcircumnodifer*, *G. gagnabini*, *G. tricarinata*, *G. petaloidea*, *G. intermedia*, *Rugolobigerina macrocephala*, *R. pennyi*, *R. rugosa*, *R. pustulata*.

Heterohelix globulosa, H. Pulchra, Rosita fornicata, Rosita. contusa. Según estos exponentes la edad de la formación es Campaniense Superior-Maestrichtiense Inferior.

La Fm. Durán evidencia los inicios del levantamiento y erosión del cinturón plegado cubano, marcado por la discordancia estructural que la separa del complejo volcánogeno-sedimentario y de los intrusivos granitoides. Esta cobertura sedimentaria terrígena se depositó en un ambiente que transicionó de continental aluvial a marino.

Fm. Maraguán (Iturralde-Vinent, 1981). Se describe para los sedimentos de la base del Paleógeno al este-sureste de la ciudad de Camagüey. Está descrita de abajo hacia arriba como una alternancia de areniscas y arenas polimícticas con estratificación a veces oblicua, que alternan con conglomerados y gravelitas polimícticas, como se muestra en la Figura 21.

Se han descrito secuencias de areniscas de granulometría media que alternan con limolitas y arcillas o margas; espesores de algo más de cientos de metros de margas de color amarillo a blanuzco, ricas en fósiles, con arcillas y limolitas intercaladas; margas grises a blancas, areniscas de granos finos y limolitas calcáreas interstratificadas, que hacia la parte superior de la formación alternan con biocalcarentitas y calizas en capas finas.

En la porción suroriental de la cuenca, al este de la localidad Oriente Rebelde, los paquetes rocosos contienen a menudo conglomerados, los que en su base tienen clastos semiredondeados a redondeados, que llegan hasta 3.10 cm, alcanzando en ocasiones los 50 cm de diámetro. Son clastos de andesitas, riocacitas, basaltos, clastolavas, dioritas, microdioritas, sienodioritas, microsienodioritas, limolitas y silicitas entre otros. Los conglomerados forman capas con espesor de 0.40 hasta 3-4 m; en las capas de areniscas se observa algunas polimícticas de granos irregulares, formados principalmente por fragmentes de rocas volcánicas e intrusivas, con espesor medio de 0.50 m.

La formación yace discordantemente sobre las formaciones Caobilla, Durán y el olistostroma que se reporta como equivalente a Taguasco (Iturralde-Vinent, 1996). Es cubierta discordantemente por las secuencias de las formaciones Saramaguacán. y Nuevitas

Los principales fósiles índices reportados en la Formación Maraguán son Amphistegina parvula, Distychoplax biserialis especie del Eoceno Inferior-Medio. La sedimentación de la formación comienza con sedimentos continentales, incluso aluviales, seguida de una sedimentación terrígena arcillosa marina de poca profundidad. La sedimentación de la formación Maraguán termina con el cambio en los sedimentos marinos de aguas tranquilas y poco profundas a depósitos bien lavados de aguas agitadas; durante un régimen dinámico inestable. El espesor de la formación oscila entre 240 y 270 m.

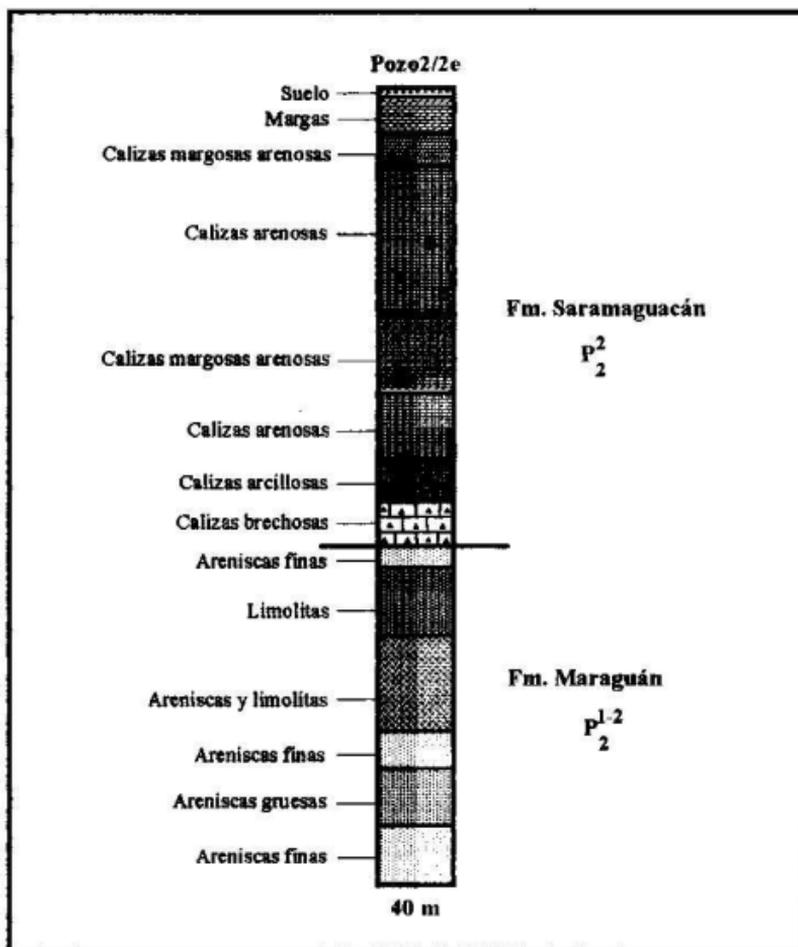


Figura 21: Formaciones Saramaguacán y Maraguán en el pozo 2/2e.

Fm. Saramaguacán. En su descripción se separan cuatro miembros por la litología que los caracteriza, que son Guanábana, El Capataz, Santa Rosa y San Jacinto como se muestra en la Figura 22.

El Mb. Guanábana en su localidad tipo yace en la base del corte, directamente sobre la Fm. Maraguán. El perfil del miembro representa una alternancia casi regular de calizas y margas de estratos finos y medios, a menudo laminar o de aspecto lentiforme. Hacia abajo son areniscas y se constituyen raras veces por calcarenitas arcillosas o limolitas y las calizas forman capas más finas de tres a cuatro centímetros, hacia arriba en el corte, su espesor es mayor que el de las margas, en conjunto las calizas comprenden más del 57 % del perfil y las margas un 43 %. Las calizas son principalmente de granos finos, color blanco y los tipos más característicos son las calizas con foraminíferos, calizas micrito-foraminiféricas. El espesor máximo es de 100 m.

Los foraminíferos son principalmente pequeños, planctónicos, entre los que se distinguen: *Globigerapsis kugleri Bolli*, *Globigerina spp.*; aparecen representantes de miliólidos, radiolarios, y fragmentes de moluscos indeterminables y de los foraminíferos bentónicos de grandes dimensiones *Discocyclina sp.* y *Discocyclina cubensis*. El conjunto faunal que está presente en la formación representa una edad del Eoceno Inferior al Superior al estar presente en diferentes muestras la *Discocyclina cubensis* del Eoceno Superior.

El Mb. El Capataz sobreyace al Mb. Guanábana, está compuesto principalmente de capas gruesas de calizas macizas, densas, con fracturas concoidal y de color blanco y gris claro. Entre los tipos de calizas predominan las criptogranulares, microbiodetríticas y microgranulares de color biega claro con moluscos, calizas clásticas con granos de un milímetro a 1.5 cm, calizas biógenas con corales arrecifales y calizas foraminíferas.

En el Mb. Santa Rosa la secuencia de la formación Saramaguacán continúa con una alternancia de calizas arcillosas y margas que afloran bien a lo largo del camino al oeste de Santa Rosa. Se compone de variedades diversas de calizas de color gris oscuro o claro, con moluscos y con menos frecuencia de color biega-rosado. Los foraminíferos presentes son pequeños, tanto para las formas bentónicas como planctónicas. La fauna que caracteriza este miembro está formada por *Nummulites floridensis* y *Nummulites cubensis*, lo que permite datar al mismo como del Eoceno Superior.

El perfil de la formación Saramaguacán culmina con el Mb. San Jacinto con un espesor de 150 m, representado por una alternancia de margas y arcillas con pocos calizas, areniscas y limolitas, las calizas forman capas de 20 cm de espesor. El límite inferior con el Mb. Santa Rosa presenta carácter transicional y su límite superior está represento por una superficie de areniscas, sobre la cual yacen los sedimentos miocénicos de la formación Magantilla.

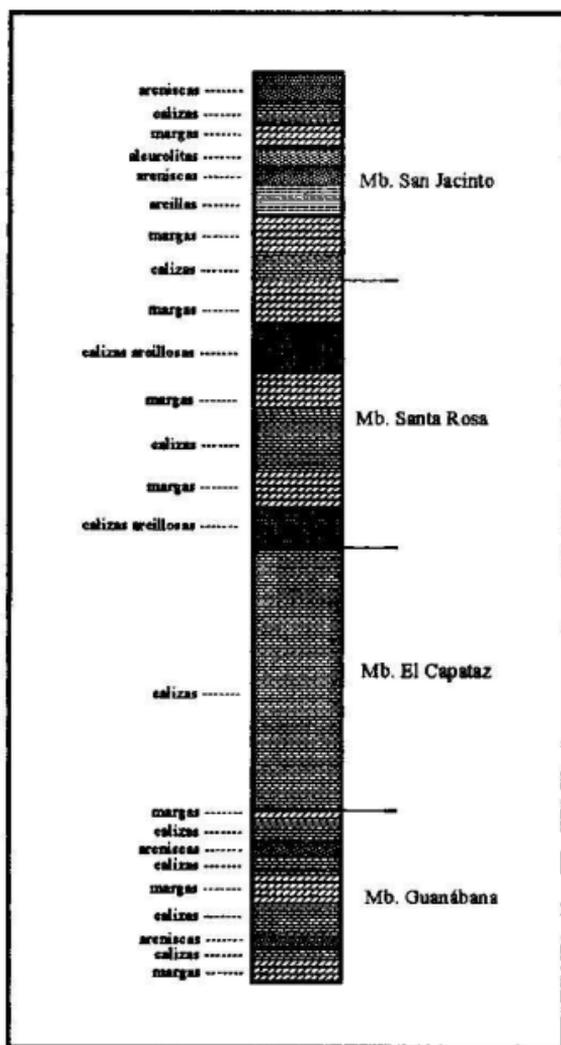


Figura 22: Columna generalizada de los miembros de la Fm. Saramaguacán.

La fauna fósil esta representada por foraminíferos planctónicos y bentónicos mezclados representados por *Numulites bermudezi*, *Numulites floridensis*, *Globorotalia* ef. *G. centralis* *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Globigerapsis* sp., *Discocyclina* sp. Esta asamblea fósil le confiere una edad del Eoceno Superior.

De forma general la Fm. Saramaguacán yace discordantemente sobre la Fm. Maraguán y es cubierta discordantemente por los sedimentos de la Fm. Vázquez y los sedimentos inconsolidados del Holoceno.

Los listados de la microfauna fósil para la formación permite llegar a concluir que la misma tiene una edad del Eoceno Medio-Superior. La sedimentación de la Fm. Saramaguacán ocurre en la misma cuenca que ha recibido los sedimentos de la Fm. Maraguán, sin que hayan ocurrido durante el Eoceno Medio eventos tectónicos de magnitud que se reflejaran en la secuencia. La formación se depositó en un ambiente epinerítico, sublitoral y litoral, a mayor profundidad que Maraguán, en aguas tranquilas. El espesor de la formación es de 800m.

Cuenca Senado

La estratigrafía de la cuenca está caracterizada por formaciones depositadas en un ambiente de cuencas de antepaís, indicado por sus rasgos faciales. Dentro de la cuenca se encuentran las formaciones Embarcadero, Lesca, El Cercado y Senado que se muestran en el Anexo 4 y que según las perforaciones realizadas en la cuenca y sus alrededores, yacen sobre las calizas de la sub-AEF Remedios y en relaciones tectónicas complejas con las ofiolitas.

Fm. Embarcadero. Fue descrita en los alrededores de la cuenca en los trabajos de la Brigada cubano-búlgara (Iturralde-Vinent y otros, 1981). Se compone de calciruditas y calizas detríticas. Los clastos calcáreos son angulosos, están mal seleccionados, y constituidos por calizas y dolomitas de las formaciones de la sub-AEF Remedios.

En la zona de la cuenca del Río Máximo, la Fm. Embarcadero se compone de una secuencia monótona y masiva de calizas brechosas de color blanco, sin matriz o poca matriz y cemento calcáreo (Quintas y Cabrera, 1982). Sus clastos incluyen fragmentos de rudistas, no aparecen contaminados por material terrígeno, ni presentan selección ni orientación, debiendo haber ocurrido su acumulación en las partes frontales de un banco biostrómic que era erosionado intensamente. Su espesor puede llegar a 150 metros.

La Fm. Embarcadero yace discordante sobre los sedimentos de las formaciones Purio, Palenque y Vilato y es cubierta discordantemente por los sedimentos de la Fm. Lesca y en algunas localidades por las formaciones El Cercado y Senado.

En cuanto a la edad de la formación existen dudas a partir de la escasez de fósiles en la misma y según Quintas (com. Personal, 1998) los fósiles reportados en la facies Cairije indican la edad inferior de la Fm. Lesca a la cual pertenece.

La Fm. Embarcadero, fue propuesta en 1979 por Breznavsky en la región de Gibara, para designar un conjunto de calizas brechosas, con poca matriz, cemento calcáreo, y fósiles del Cretácico Superior en los clastos y posteriormente se correlacionaron las calizas aparecidas en el pie de monte de la Sierra Cubitas (Iturralde-Vinent, Tchounev y otros, 1981). En las dos localidades, ha sido reportada una relación de interdigitación entre la Fm. Embarcadero y las calizas del Maastrichtiano de la sub-AEF Remedios. También la formación está reportada en el pozo de perforación Pontezuela-1, en el que se describe por debajo de las ofiolitas tectónicamente emplazadas durante el Eoceno Medio parte alta y las secuencias de las formaciones Lesca y Senado que yacen sobre la Fm. Embarcadero, que a su vez descansa sobre los sedimentos de la Fm. Purio.

Este conjunto de relaciones estratigráficas y estructurales permite suponer que la formación pudo iniciar su acumulación en las postrimerías del Maastrichtiano o inicios del Paleoceno y continuar hasta el Eoceno Inferior, en que inicia una transición hacia la Fm. Lesca.

Fm. Lesca, caracteriza secuencias detríticas calcáreas bien estratificadas de edad Eoceno Inferior a Medio según la fauna reportada, compuesta por *Amphistegina parvula*, *A. lopeztrigoi*, *Discocyclina marginata*, *Globorotalia centralis* (Iturralde-Vinent, Tchounev, y otros, 1981), que aflora en los bordes septentrional y meridional de la Sierra de Cubitas. El corte de la formación es bastante uniforme, compuesto de calizas arenosas de diversas granulometrías, con numerosos ritmos de hasta varios decímetros de potencia. En las calcarenitas se observan ripples de oleaje, contactos no erosivos entre los ciclos, así como frecuentes bioglifos y mecanoglifos, lo que unido a la orientación de los foraminíferos bentónicos en las biocalcarenitas y la estratificación fina a media dominante en las secuencias, (Quintas y Cabrera, 1982), permite definirla como una acumulación en un medio nerítico de grandes profundidades, representando un ejemplo de calcarenitas gradadas.

Fm. El Cercado. Siguiendo una idea original de Quintas en 1982, luego de visitar en su compañía la localidad tipo y con los datos de los trabajos de levantamiento de la cuenca del Río Máximo, se propone en estas investigaciones la Fm. El Cercado como una unidad estratigráfica informal, la cual equivale al Mb. Cercado de la Fm. Senado (Thayes y Guild, 1947; Flores, 1949). Sus afloramientos se propagan desde el poblado de El Cercado hasta la proximidad de los Cangilones, pudiéndose extender al sureste.

La formación aparece bien aflorada en el pie de monte de la Sierra Cubitas y otras localidades como el noroeste de Banao como se muestra en la Figura 23 y ha sido descrita en trincheras y pozos de mapeo. Está compuesta de brechas de aspecto caótico sin estratificación observable de serpentinitas y en menor proporción gabro. Los clastos que la componen no presentan selección ni orientación dentro de una matriz arenosa serpentinitica, presentando todas la características de un olistostroma, en algunos afloramientos como el del aliviadero de la Presa Máximo, contiene además de serpentinitas y gabros, fragmentos de calizas angulosos que guardan similitud con las calizas de la sub-AEF Remedios. La formación presenta un alto grado de deformación tectónica, reflejado en el intenso agrietamiento y plegamiento, llegando a ser vertical su yacencia.

Conjuntamente con las brechas, el corte de la Fm. El Cercado se compone de turbiditas serpentiniticas con estratificación gradacional, caracterizada por la presencia de numerosos ritmos, moldes de presión y contactos erosivos entre los ritmos, los que presentan un espesor de hasta 15 cm.

Como conclusión se puede definir la Fm. El Cercado como una secuencia turbidítica-olistostromática acumulada en la cuenca frontal de los mantos ofiolíticos durante el desarrollo del proceso de obducción de las ofiolitas hacia el norte. Lo anterior se explica a partir de la posición que la misma ocupa respecto a los mantos, los cuales además de constituir la fuente de suministro, durante su avance sobrecorrieron estas secuencias y las sepultaban. Lo anterior queda demostrado en las perforaciones ubicadas al noreste de la localidad de Lesca -pozo 12/3e- y al sureste de la localidad de Paso Paredones -pozo 12/4e-, las que atravesaron las serpentinitas y cortaron areniscas y brechas de serpentinitas y gabros de la Fm. El Cercado, que a su vez transicionan a secuencias de las formaciones Lesca y Embarcadero respectivamente. La Fm. El Cercado es cubierta transicionalmente por los sedimentos de la Fm. Senado, que es cubierta por las secuencias de la Fm. Nuevitas, lo que le confiere una edad entre Eoceno Medio a Eoceno Superior parte baja.

La proposición de elevar al rango de formación las brechas de El Cercado se basa en las diferencias en los estilos tectónicos y la evidente diferenciación litológica de estas secuencias con la brecha Máximo, que si bien es una típica secuencia olistostromática, presenta una abundante matriz margosa y una mezcla de calizas provenientes de la erosión de la Sierra Camaján, además de las serpentinitas, gabros y vulcanitas, lo que no se corresponde con la situación paleogeográfica de deposición de la Fm. El Cercado. A lo anterior se suma el hecho de que los olistostromas que aparecen en el área tipo de la Fm. Senado presentan un bajo grado de deformaciones tectónicas, contrario a los de la Fm. El Cercado, indicando diferentes momentos en el tiempo del proceso de obducción y desarrollo del sistema de cuenca de antepaís.

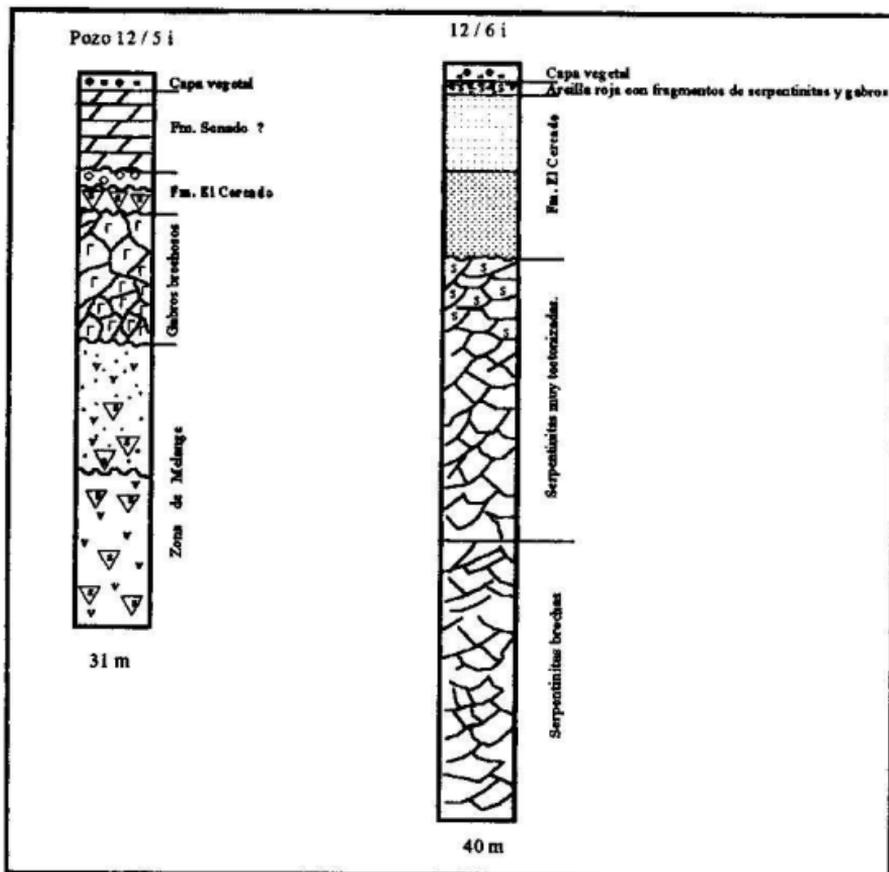


Figura 23: Formación El Cercado, Quintas, 1982.

Fm. Senado. Su descripción original es de Albear, 1947; luego fue precisada en los levantamientos a escala 1: 250 000 y 1: 50 000 del territorio de Camagüey (Iturralde-Vinent, Tchounev y otros, 1981; Iturralde-Vinent, Thieke y otros, 1986). Las rocas de esta formación afloran fundamentalmente en la porción sureste de la Sierra de Cubitas hasta la falla Camagüey, en lo que se ha llamado Cuenca Senado, en gran medida la formación es una respuesta estratigráfica del proceso de máximo acercamiento de la secuencia de la sub-AEF Remedios y las rocas de la asociación ofiolítica.

En general se puede describir como un olistostroma con olistolitos de serpentinitas y calizas de la Fm. Veloz, y de los representantes carbonatados de la sub-AEF Remedios, en una matriz brechosa conglomerática con clastos de las vulcanitas cretáceas, serpentinitas, gabroides, rocas sedimentarias del Eoceno Inferior y más viejas. La selección del material clástico es pobre y presenta muchas variaciones laterales como se muestra en la Figura 24. El olistostroma Senado se depositó en una cuenca marina a la que llegaban sedimentos provenientes de los frentes de los mantos tectónicos compuestos por ofiolitas, vulcanitas y rocas de la secuencia de la sub-AEF Placetas en el bloque colgante, así como clastos de calizas y dolomitas recristalizadas de las formaciones del Grupo Remedios que ocupaban el bloque yacente.

Su posición dentro del registro estratigráfico está entre la Fm El Cercado y por debajo de la Fm. Nuevitas, no pudiendo precisarse más pues no han sido reportados fósiles, asumiéndose su edad entre el Eoceno Medio final y el Eoceno Superior.

Geotectónica de la AEF de cuencas de colisión de Cuba Centro Oriental.

En la geotectónica contemporánea de Cuba se destacan dos estructuras fundamentales, el cinturón plegado alpino caracterizado por una estructura de mantos tectónicos plegados y fuertemente dislocados en los frentes del cabalgamiento, cubierto por una secuencia sedimentaria neoa autóctona, de bajo grado de plegamiento y disyunción. (Pushcharovsky y otros, 1988; Iturralde-Vinent, 1997). El cinturón plegado desarrollado a partir de fines del Cretácico, está compuesto por: las secuencias del paleomargen de Bahamas, Arco de Islas Volcánicas y sus ofiolitas, terrenos metamórficos continentales y las cuencas asociadas a los ambientes compresionales de su evolución; mientras que el neoa autóctono representa la evolución de un segmento del margen meridional pasivo de la Placa de Norteamérica a partir del Eoceno Superior tardío, luego de concluida la acreción. (Iturralde-Vinent, 1997).

Los inicios del proceso de obducción en el Cretácico Superior Campaniense-Maastrichtiense provocaron un cambio en las condiciones tectónicas y de sedimentación en los límites entre el paleomargen pasivo meridional de Norteamérica y el Arco de Islas Volcánico Cretácico ya

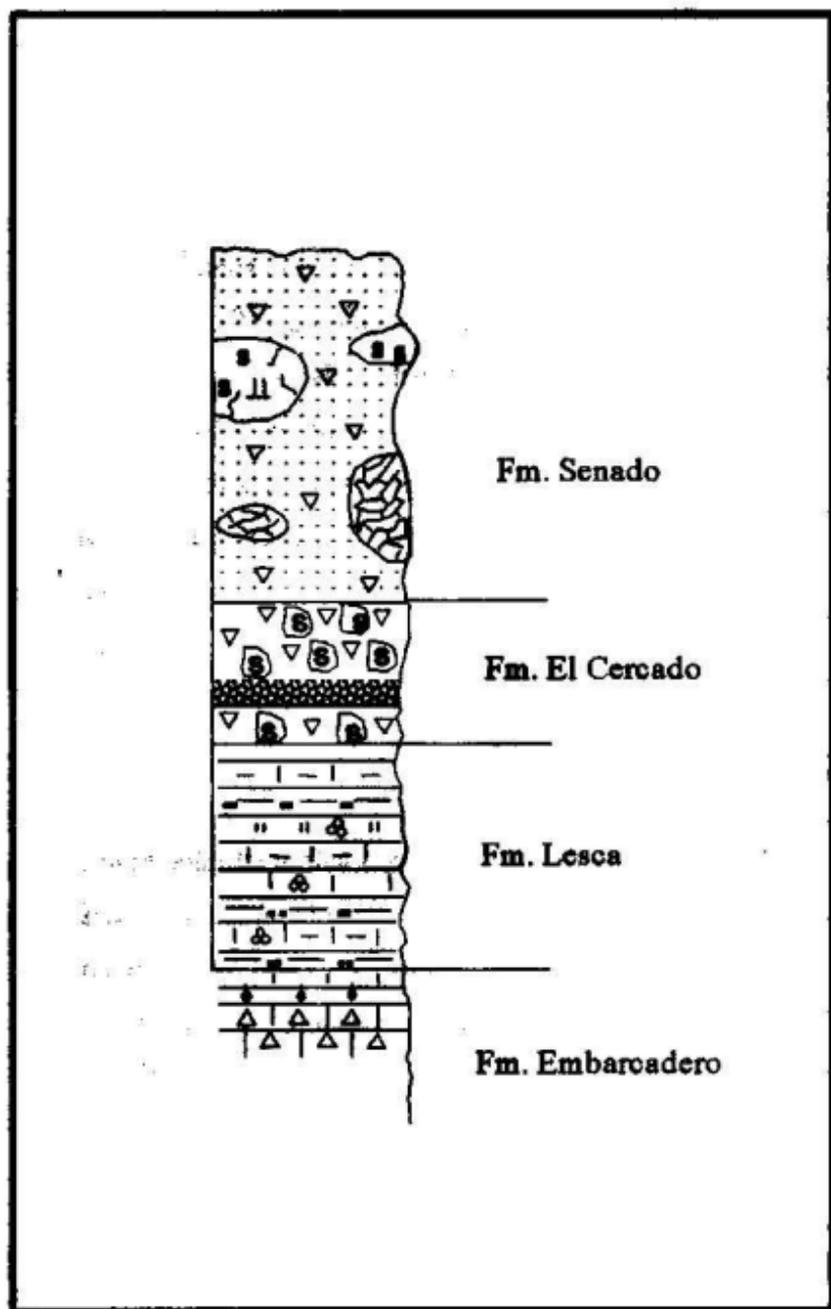


Figura 24: Columna generalizada Fm. Senado, modificado de Iturrealde-Vinent, 1987.

extinto; iniciándose el desarrollo de un conjunto tectonoestratigráfico típico de ambientes de compresión tectónica donde se formó un Sistema de Cuenca de Antepaís, más un conjunto de cuencas transportadas (Blanco, 1998).

El cinturón plegado cubano constituyó un frente de sobrecorrimiento largo y estrecho (Echevarría-Rodríguez, 1987); los sobrecorrimientos son de sur a norte con un ángulo alto en su frente, como lo indican algunos pozos profundos perforados en la zona de la Sierra de Cubitas en Camagüey, así como los perfiles geofísicos profundos (Bush, y Sherbacova, 1986) Existió en su desarrollo, un bloque yacente, el Paleomargen pasivo meridional de Norteamérica, que buza al sur por debajo de las rocas del antepaís y en el que se observan las deformaciones de pliegues y fallas más intensas en la región cercana al frente de la colisión bien afloradas en la Sierra de Cubitas en la provincia de Camagüey, una cuña de acreción representada por las formaciones molásico y flyschoides que se distribuyen en el tiempo desde el Cretácico Campaniano-Maastrichtiano al Eoceno Medio, con deformaciones de pliegues y fallas de convergencia al antepaís profundo; y el bloque colgante representado por las secuencias de las ofiolitas y el Arco Volcánico Cretácico con una prominente extensión radial y paralela a la antigua dirección del frente de empuje como se muestra en la Figura 25.

En las zonas de compresión tectónica oblicua, como el caso que se estudia, se ha comprobado que existe una extensión paralela al frente de deformación y se generan fallas rumbo deslizantes (McCaffrey y Nabelek, 1998; Seeber y Pecher, 1998). En la zona centro oriental la distribución de los esfuerzos horizontales no fueron iguales y los sobrecorrimientos se han desplazados lateralmente a través de fallas rumbo deslizantes que han provocado la formación de grandes cuencas sedimentarias contemporáneas con la obducción como la Cuenca Central, cuenca Saramaguacán (California) y Vertientes entre las más destacadas y estudiadas en este trabajo. Esto es común en otros sistemas de tectónica compresional del mundo como en los Himalaya (Seeber y Pecher, 1998); Nueva Zelandia (Kelsey y otros, 1998).

Es necesario destacar algunas de las grandes estructuras tectónicas disyuntivas que se encuentran en la zona de estudio, que tienen un desarrollo contemporáneo con la formación de las cuencas en estudios, pues están ligadas al proceso general de obducción, dentro de las que se encuentran los sistemas de fallas La Trocha, Camagüey, Tunas con dirección general suroeste-noreste, así como la falla Cubitas de dirección sureste-noroeste. Es importante también detenerse en el estudio de la posición tectónica que ocupan las secuencias de la Sierra de Camaján y el complejo Esmeralda. Todos estos elementos estructurales han sido estudiados por los levantamientos geológicos, sísmica de reflexión, estudios gravimétricos, magnetométricos y perforaciones profundas y someras.

En una aproximación inicial al estudio de las zonas de tectónica con ambiente de compresión que incluye antearcos en zonas de subducción, arco-continente, zonas de compresión a lo largo de fallas transcurrentes, límites de placas y fallas rumbo deslizantes (Kelsey, y otros, 1998; Cook y otros, 1998), es posible observar procesos de laminación e imbricación tectónica y cerca de los bordes de ataque de los cinturones plegados opuestos a la vergencia de la falla de empuje, se separan rocas sedimentarias que están tectónicamente insertadas en el frente del cinturón plegado conocido como zona de triángulo (MacKay, y otros, 1996; Cook, y otros, 1998). Esto puede explicar el desarrollo y la posición actual que tiene la Sierra de Camaján y el Complejo Esmeralda, pues los mismos fueron despegados tectónicamente de su posición original en la base del paleomargen carbonatado y transportados en el proceso de levantamiento y erosión de la cuenca de antepaís ocupando la posición actual que tienen como se puede ver en la Figura 26.

En algunos pozos perforados en el contacto de la Sierra de Camaján con la secuencia ofiolítica se encontraron cataclastitas con elementos mezclados de calizas y ofiolitas. Según los datos del informe de la brigada cubano-búlgara, el lente tectónico Sierra de Camaján buza abruptamente al sur-suroeste; sin embargo se deduce que no tenga raíces profundas pues el campo gravimagnético de Sierra de Cubitas continua hacia el rumbo de la Sierra de Camaján. El lente alóctono Sierra de Camaján muestra una flexión en forma de arco convexo al este-sureste, a consecuencia de los desplazamientos ocasionados por la falla Minas y Senado. La estructura interna de Sierra de Camaján es la de un conjunto de napes diferenciados escarnados con planos de corrimientos de rumbo suroeste-noreste que buzanan fuertemente al sur y sureste. Este aspecto contrasta bruscamente con los elementos de yacencia de la Sierra de Cubitas, demostrando que se trata de unidades tectónicas independientes (Iturralde-Vinent, Thieke y otros, 1986). En la compleja estructura alpina de la Sierra de Camaján participan conjuntamente las secuencias mesozoicas del paleomargen (sub-AEF Placetas) y mesocenozoica (sedimentos del antepaís), lo que es consecuencia de la fase de deformación compresional. No obstante se pueden distinguir como dos secuencias estructurales distintas.

Es evidente según la composición que presenta el olistostroma de la Fm. Senado, que las secuencias carbonatadas y silicíticas que hoy forman la Sierra de Camaján, pertenecientes a la sub-AEF Placetas, eran transportadas por el frente de obducción, pues sus clastos son reportados en común a los de las rocas ofiolíticas en el olistostroma.

típico es también en los ambientes de tectónica compresional, el desarrollo de fallas inversas y empujes que pueden generar tres tipos de deformaciones fundamentales (Caver y McCalpin, 1996); de las que no están exentas las secuencias estudiadas en la zona centro oriental, como lo

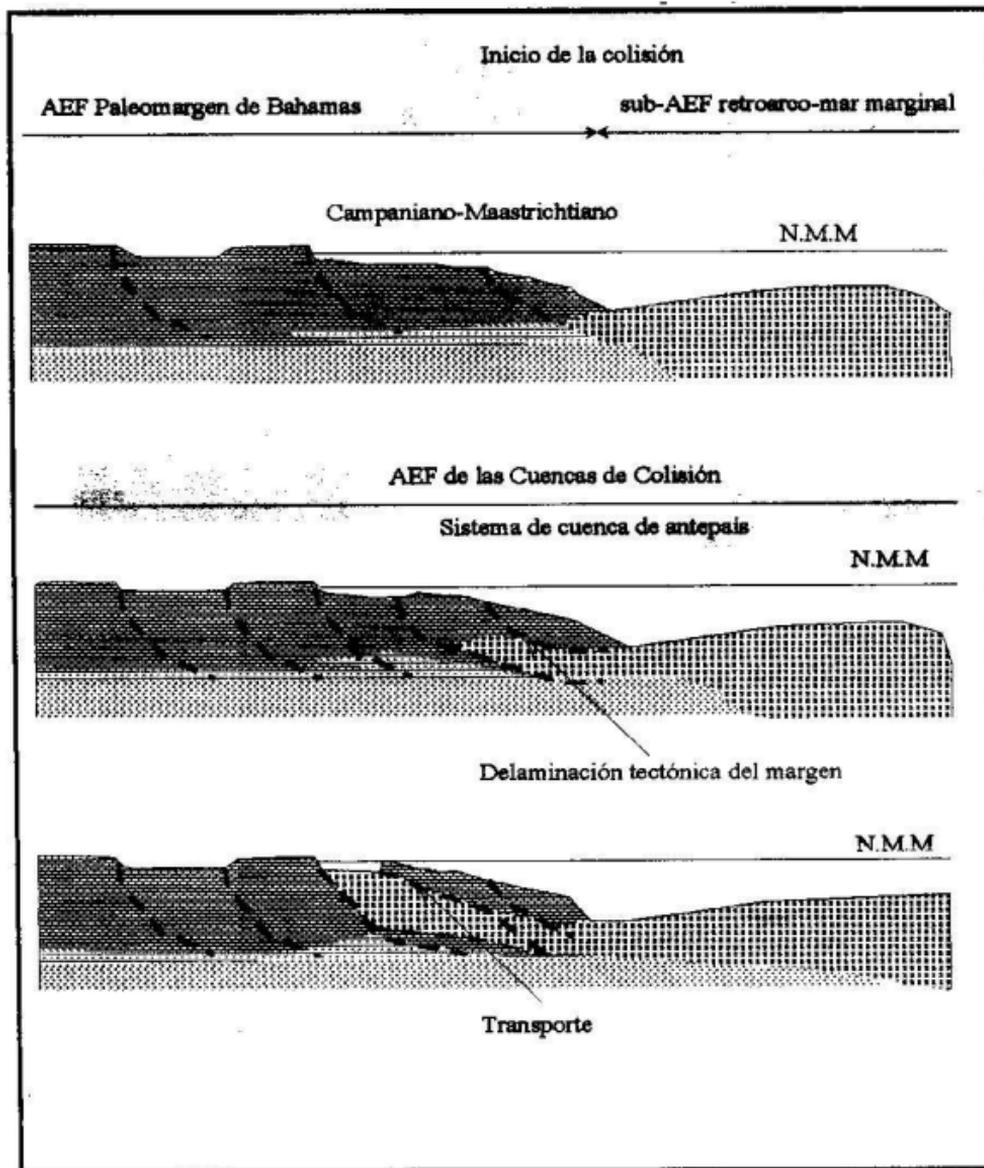


Figura 26: Modelo de despegue y transporte tectónico de las partes profundas del Paleomargen de Bahamas, Blanco, 1999.

evidencia el deslizamiento de una o varias secuencias a través de los planos de las fallas inversas de bajo o alto ángulo, plegamiento anticlinal en el bloque colgante y generación de fallas secundarias asociadas al plegamiento. En estos ambientes tectónicos de compresión las fallas inversas aparecen en la base de las montañas y la huella de la falla inversa puede migrar en dirección a la cuenca, en la misma dirección del transporte tectónico, dado porque el bloque colgante plegado es empujado por sobre los sedimentos inconsolidados del bloque yacente (Kelsey y otros, 1998), lo que se ve muy bien en la traza actual en superficie que presenta la falla Cubitas y que ha sido reconocida en profundidad por los pozos de perforación Pontezuela 1 y Camagüey 1, donde los mantos ofiolíticos del bloque colgante se movieron en dirección septentrional y por encima de los sedimentos terciarios de la Fm. Senado pertenecientes al bloque yacente.

La estructura del sistema de falla rumbo deslizante Camagüey, reconocido por los trabajos de gravimetría y sísmica profunda como una falla transcortical, tiene un papel muy importante en la tectónica y sedimentación en la región estudiada. Su traza en superficie es sinuosa, recta en algunos tramos, siendo su límite suroccidental el menos preciso en superficie, pero está separando y limitando estructuras y secuencias como las del batolito de granitoides y las secuencias sedimentarias de las formaciones Florida y Vertientes, en las que se puede observar una clara alternancia de su disposición estructural dado por el movimiento a lo largo de la falla como se muestra en la Figura 27.

La porción nororiental de la misma marca muy bien el límite brusco entre las secuencias ofiolíticas del norte de Camagüey y la cuenca de Saramaguacán. Es sintomático también, la alternancia contrapuesta entre la zona levantada de la Sierra de Cubitas y la Cuenca de Saramaguacán, así como la curvatura y ocurrencia alineada de las rocas de la asociación ofiolítica a lo largo de la falla.

El sistema de falla rumbo deslizante La Trocha esta bien definido con una dirección suroeste-noreste, en el mismo la traza de la falla está enmascarada por los sedimentos miocénicos, pero a lo largo de su borde occidental afloran los sedimentos asociados a su desarrollo; además de que esta zona de falla ha sido bien estudiada por perforaciones profundas, sísmica y trabajos de estudios geofísicos de los campos potenciales gravimétricos y magnéticos. El desarrollo de este sistema de fallas es el responsable de la formación de la Cuenca Central y la Cuenca de Ana María que se desarrollan como cuencas de tipo tensional desde fines del Cretácico, y en la que existen potentes espesores de rocas con posibilidades de contener acumulaciones de petróleo.

Secreto
Ejemplar #6
Hoja # 79

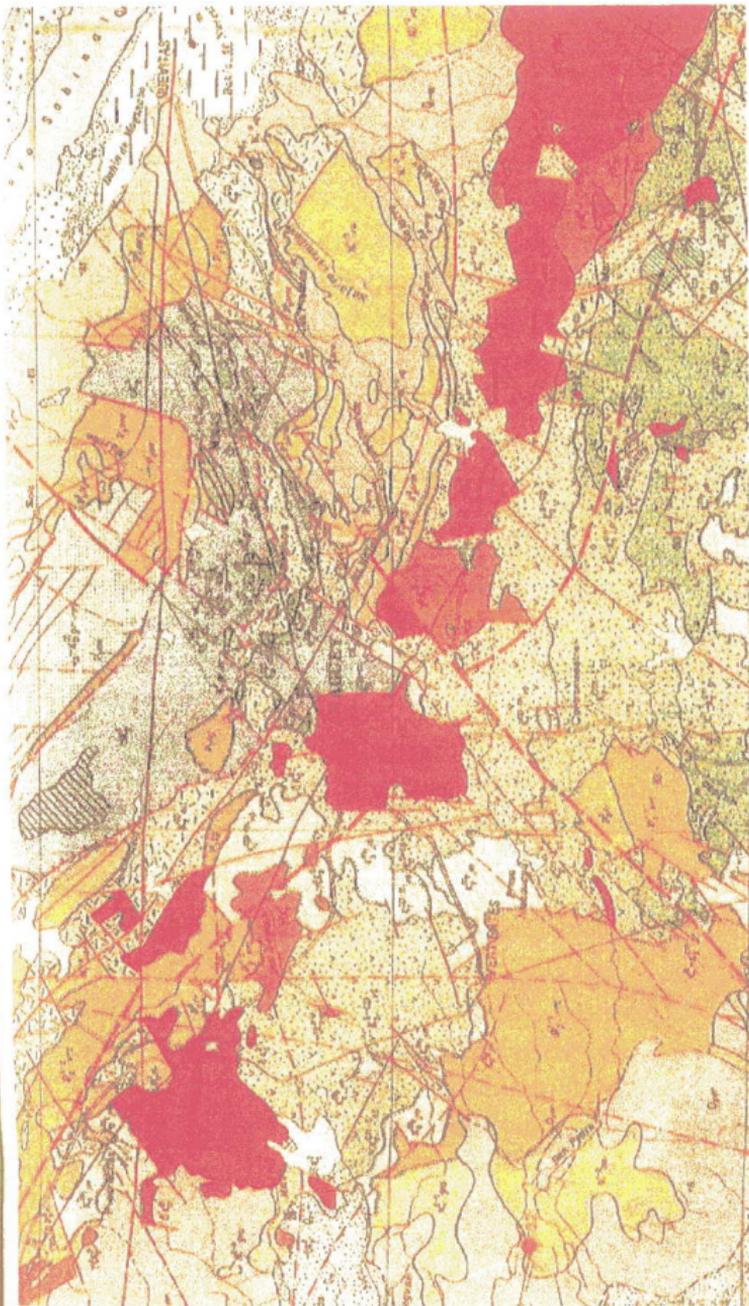


Fig. 27. Fella Camaguey

Tectónica de la Cuenca Central.

La Cuenca Central se encuentra tectónicamente asociada a la región del desarrollo mesozoico de la falla rumbo deslizante La Trocha. Los límites de la cuenca se establecen con bastante claridad por gravimetría como se ve en la Figura 28. Al suroeste está limitada por el Macizo Metamórfico Escambray, su límite noroeste lo constituye las secuencias plegadas y sobrecorridas de la AEF del Arco de Isla Volcánico del Cretácico y las sub-AEF Remedios, Placetas y Camajuani, separadas de estas por la Zona de fallas inversas Zaza-Tuinicú.

Al norte limita con la cuenca de antepaís cubana, de la cual está separada por pequeños levantamientos tectónicos de la AEF Paleomargen de Bahamas, provocados por el proceso de obducción en el Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano al Eoceno Medio. Al sur limita con la Cuenca de Ana María, siendo este el límite menos estudiado; al este limita con el elevado estructural de Júcaro que la separa de la Cuenca Vertientes y por el noreste con el Complejo Esmeralda, separadas ambas estructuras por la zona de falla rumbo deslizante La Trocha.

La Cuenca Central es considerada como un emigraben, con un espesor de hasta 5 Km de rocas terrígeno-carbonatadas de edad Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano al Cuaternario. Una secuencia inferior de fines del Cretácico Superior Maastrichtiano al Eoceno Medio en el que aparecen formaciones molásicas y flyschoides Fm. Eloisa, Fm. Taguasco y Fm. Loma Iguará, lo que demuestra una acumulación en condiciones de inestabilidad tectónica en cuencas asociadas al proceso rumbo deslizante, esto provoca que exista una tectónica compleja, generando pliegues y fallas sinorogénicas dentro del conjunto terrígeno-carbonatado, que puede haber provocado la formación de trampas gasopetrolíferas combinadas.

La secuencia superior de edad Eoceno Superior al Reciente, es carbonatado-terrígeno fundamentalmente (Millán, 1989), depositada a partir de los últimos movimientos tectónicos intensos e inicio y desarrollo del proceso de plataformización donde fundamentalmente se desarrolla una tectónica de bloques.

El borde noroccidental de la Cuenca es típico de un proceso de transpresión en el que se generan fallas inversas y secundarias con pliegues en *echelon*, desarrolladas en las formaciones del Eoceno Medio parte alta al Oligoceno: Fm. Arroyo Blanco y Fm. Jatibonico.

La Cuenca se fue ensanchando paulatinamente, característico de las cuencas tensionales, lo que queda evidenciado en el análisis de los espesores de las secuencias del Campaniano-Maastrichtiano. En este período la sedimentación ocurría fundamentalmente en distintas cuencas intramontanas transportadas, donde existían algunas partes elevadas tectónicamente en las que no existía sedimentación como en los elevados de Jatibonico y Majagua. El análisis estratigráfico permite suponer que el proceso de hundimiento fue rápido pero compensado.

SIMBOLOGIA

-  Corteza oceánica
-  Rocas de la AEF del Arco de Isla volcánico
-  Rocas del Paleozoogen
-  Rocas intrusivas
-  Diabases Zimrapandilla
-  Rocas efusivas básicas (L) y ultrabásicas (V)
-  Límites del arco
-  Contornos de la Cuenca Central
-  Estructuras salinas
-  Perforaciones profundas
-  Saturas Principales
 - a. Falla frontal de la sutura
 - b. Falla dorsal de la sutura
-  Fallas rumbo-deslizantes
-  Fallas de sobrecorrimientos
-  Fallas



79° 00'

21° 40'

Figura 28: Límites de la Cuenca Central. Rasgos principales, modificado Maximov, 1985.

En el período del Paleoceno al Eoceno la sedimentación ocurrió fundamentalmente en cuencas transportadas y en los frentes de los mantos de cabalgamiento. A partir del Eoceno Medio y Superior los movimientos de obducción y sobrecorrimientos comienzan a disminuir, la sedimentación se desarrolló en el lugar que actualmente ocupa la cuenca, adquiriendo su configuración final en el intervalo Neógeno-Cuaternario.

En general, la cuenca se divide en dos zonas con características tectónicas diferentes, una zona suroccidental y otra noroccidental separadas entre sí por fallas profundas transversales. Estas zonas mantienen la dirección general de la cuenca. La zona suroccidental se caracteriza por el hundimiento continuo donde se alcanzan los mayores espesores de sedimentos, mientras que la zona noroccidental se mantiene relativamente levantada con respecto a la anterior, siendo esta la de mayor grado de estudio, tanto por geofísica como por perforaciones de los yacimientos de petróleo descubiertos. Los datos demuestran que está intensamente fracturada, dividida en numerosos bloques tectónicos con desplazamientos relativos de hasta 1000 m en dirección sub-latitudinal y de 100 a 300 m en dirección sub-longitudinal.

En dirección sub-latitudinal aparece al norte una franja levantada, con sectores perspectivas para la acumulación de hidrocarburos, mientras que al sur aparece otra área levantada con características de horst tectónico en la cual se destacan los bloques Majagua, Farfán y Cristales-Guayacanes-Mamonal. Hacia el centro de la región y en los flancos de estas elevaciones encontramos zonas relativamente deprimidas como Adelaida, Marroquí y Melones.

Tectónica de la Cuenca Vertientes.

El sector de la Cuenca Vertientes se ubica al sur del cinturón de granitoides, coincidiendo con la franja meridional menos deformada de la asociación volcano-plutónica, situado esencialmente al sur de los afloramientos del gran batolito de granitoides que le sirve de basamento además de las rocas del Arco de Islas Volcánico Cretácico; sobre ellos se encuentra la secuencia depositada durante la etapa de obducción y desarrollo de cuencas transportadas, constituida por los sedimentos del Campaniano al Eoceno Medio. La etapa neoplatafórmica está representada por las rocas de la cobertura del Neógeno al reciente.

En la cuenca se desarrollan preponderantemente deformaciones plicativas y con menos intensidad la fracturación, sin embargo, aparecen zonas cataclastizadas a lo largo de las fallas rumbo deslizantes que también afectan a las plutonitas. Las rocas del ciclo Campaniano Tardío al Maastrichtiano, representadas por depósitos molásicos terrígenos-carbonatados ocupan el bloque deprimido central. El espesor de estos sedimentos está entre 100 y 300 m. Las rocas del ciclo Paleoceno al Eoceno Medio-Superior representadas por los depósitos flyschoides limo-

arenoso-carbonatados ocupan casi toda la mitad sudeste del sector, con espesores probablemente cercanos a los 1000 m.

Las deformaciones de ambas secuencias: Cretácico Campaniano-Maastrichtiano y Eoceno Medio-Superior son prácticamente semejantes; se observan pequeños braquipliegues de variadas dimensiones, mayormente de formas isométricas, lo que puede corresponder con el carácter de los movimientos de ascenso de los bloques del substrato, tendencia predominante para los depósitos de las cuencas superpuestas durante el evento de los desplazamientos horizontales y en la etapa de neoplataforma.

Con frecuencia se observan en estos depósitos deformaciones sindeposicionales e hipergénicas. Estas rocas aparecen agrietadas, con espejos de fallas y desplazamientos milimétricos. Este agrietamiento se originó en parte durante la compactación y litificación de los sedimentos arcillosos. También aparece agrietamiento tectónico poco desarrollado.

Las estructuras disyuntivas más importantes del Sector Vertientes son las que corresponden al sistema Cubano (120° - 130°): fallas La Victoria, Limpio Grande y la Giralдина; el sistema Camagüey (40° - 60°): fallas Camagüey, Julia Sur y La Paz; menos desarrollado está el sistema Banao (N - S): fallas Vertientes, Florida y La Peña. En general se puede concluir que las deformaciones más importantes están dadas por el plegamiento y desarrollo de fallas rumbo deslizantes.

Tectónica de la Cuenca Saramaguacán.

La Cuenca Saramaguacán se ubica al norte del cinturón de granitoides de Camagüey, limitada al oeste por las ofiolitas; las rocas del Arco de Isla Volcánico del Cretácico le sirven de basamento. La profundidad de la cuenca según cálculos geofísicos puede llegar a ser de hasta 10 km (Martínez, Sorá y García, 1998) y constituye una estructura sinclinal con eje aproximado sureste-noroeste coincidiendo con un mínimo gravimétrico. En los flancos las rocas tienen un buzamiento pequeño entre 10° y 15° . A partir de los estudios sísmicos se establece que la cuenca corresponde a un graben, limitado en su parte septentrional y meridional por las fallas profundas de carácter regional San Miguel-Rincón y San Agustín-Dumois, respectivamente (Martínez, Sorá y García, 1998).

En el sector de la cuenca encontramos las secuencias desarrolladas durante la obducción y colisión representada por los depósitos molásicos del Campaniano medio al Eoceno medio. En la región las estructuras disyuntivas presentan orientación variable y son de génesis y características distintas. Se pueden diferenciar las fallas de sobrecorrimiento como Cubitas, fallas verticales profundas como San Miguel Rincón y San Agustín-Dumois. Un grupo importante

tiene desplazamientos rumbo-deslizantes, los más grandes pertenecen al sistema Camagüey, asociada a este, aparece la falla Cascorro-Santa Lucia y por último se destaca la zona deformada de Altagracia-Minas-California.

Esta cuenca se ha definido en otras ocasiones como una cuenca tensional desarrollada a partir de los esfuerzos del sistema de fallas rumbo-deslizante Camagüey y la falla Cubitas. En los trabajos de gravimetría y sísmica se detectó la estrecha relación existente entre el desarrollo de la cuenca y los sistemas de fallas antes señalados, que condicionan un sistema de bloques ubicados a diferentes profundidades de yacencia, lo que conforma un conjunto de pequeñas subcuencas.

Tectónica de la Cuenca Senado.

Está situada en el área donde se interceptan la falla inversa Cubitas y parte del sistema de fallas rumbo deslizante Camagüey, donde están en contacto tectónico parte de la sub-AEF de las ofiolitas transformadas en la zona de suprasubducción y las secuencias carbonatadas de la sub-AEF Remedios, sobre la que descansan los sedimentos de las secuencias de cuenca de antepaís Maastrichtiano-Eoceno.

Las estructuras más antiguas están relacionadas con el melange ofiolítico, presentando las rocas una elevada esquistosidad que buza esencialmente hacia el sur. Las serpentinitas suprayacen tectónicamente a las rocas del Grupo Remedios y a los sedimentos del antepaís a través de una falla de bajo ángulo. En los alrededores del aliviadero de la presa Máximo se observan areniscas y brechas de serpentinitas que contactan tectónicamente según una falla inversa con la Fm. Lesca y las rocas carbonatadas del Grupo Remedios.

En las formaciones Embarcadero, Lesca, El Cercado y Senado es posible observar bimodalidad en los clastos de los conglomerados, típico de los ambientes tectónicos de las cuencas de antepaís. La tectónica en la cuenca es compleja en lo fundamental dado por fallas inversas de bajo ángulo que ponen en contacto rocas de diferentes génesis como se muestra en el esquema fotogeológico de la Figura 29. Las formaciones depositadas en la cuenca de antepaís están muy plegadas y falladas, debido a que su desarrollo está condicionado a la tectónica compresiva que se desarrolló durante los procesos de obducción y colisión meso-cenozoico, lo que es posible observar en los perfiles geológicos de la cuenca que se muestran en la Figura 30.

Los sedimentos meso-cenozoicos del antepaís que se conservan en la cuenca se encuentran en el sinclinal generado debido al basculamiento de la Sierra de Cubitas en dirección sureste en la articulación con el sistema de fallas Camagüey sobre los que se encuentran las rocas de la Fm.

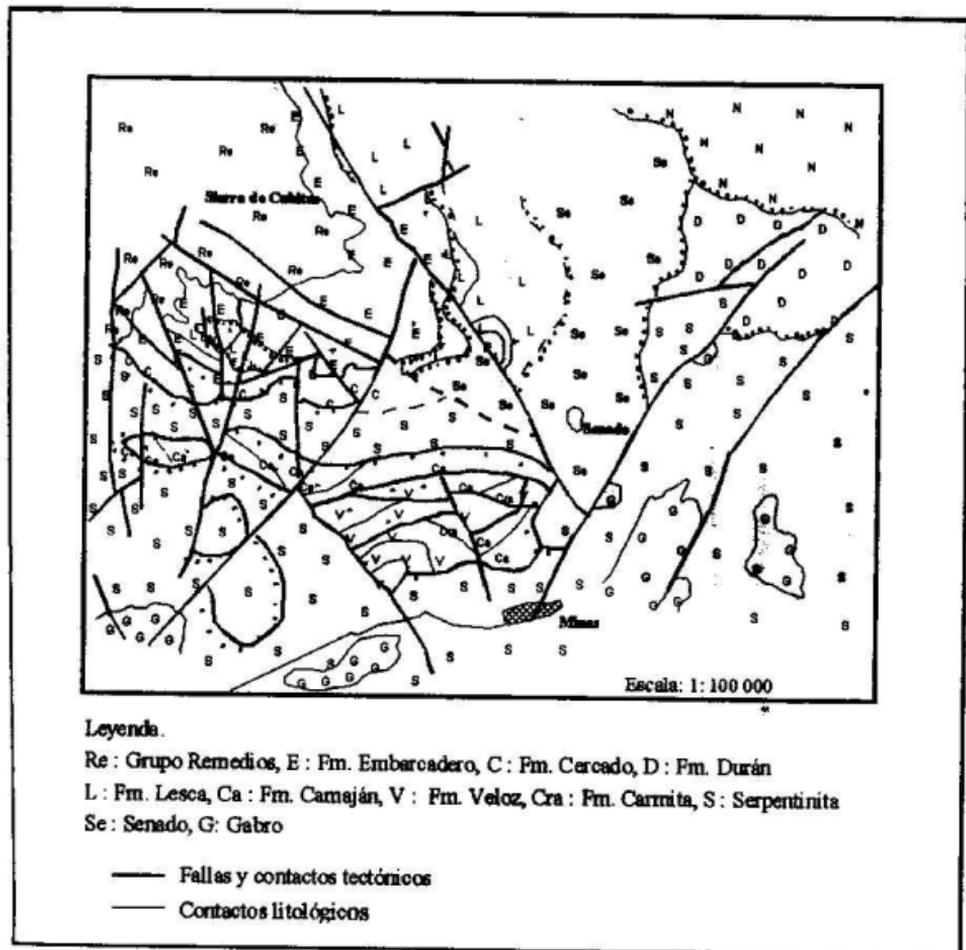


Figura 29: Esquema foto geológico de la Cuenca Senado, modificado de Quintas, 1982.

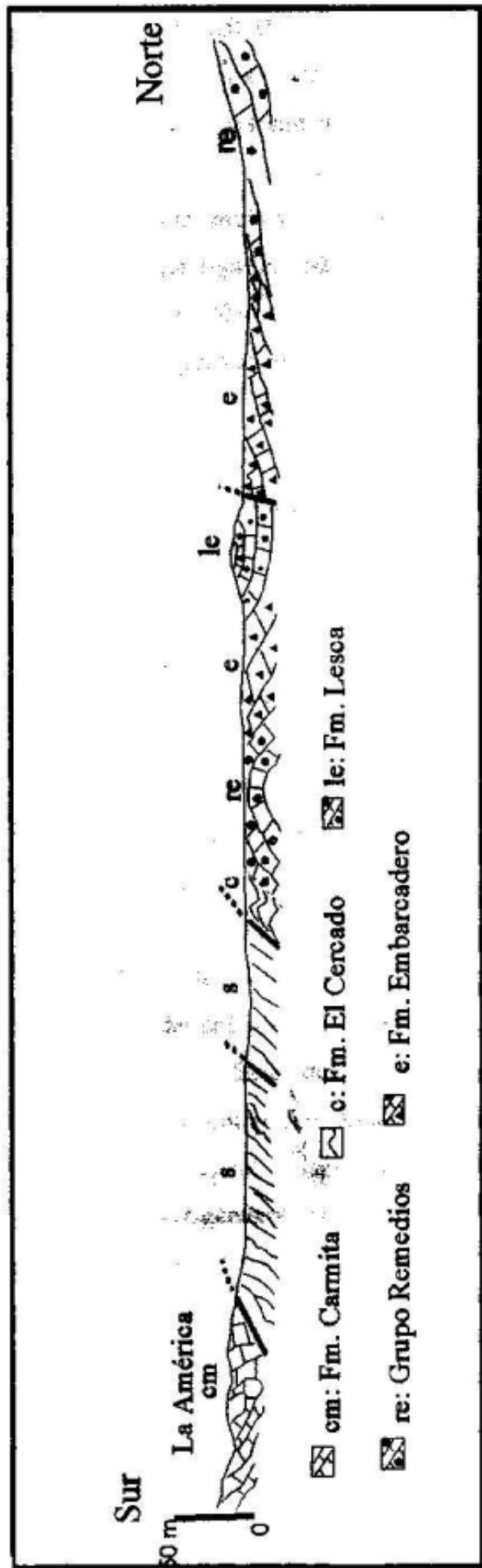


Figura 30: Perfil geológico de la Cuenca Senado, modificado de Quintas, 1982.

Análisis estratigráfico-tectónico de la región de Cuba Centro Oriental.

El estilo tectónico de los sedimentos del Cretácico Superior-Eoceno Superior de las cuencas de la colisión de Cuba Centro Oriental y sus bordes es complejo pero con un orden establecido a partir del desarrollo del proceso de tectónica compresional, oblicua que generó las grandes estructuras disyuntivas que modelaron el conjunto de cuencas sedimentarias que aparecen en la región, de las que analizamos la Cuenca Central, Vertientes, Saramaguacán, y Senado, cada una caracterizada por variaciones significativas en los ambientes de deposición que van desde continentales, a fluviales y marinos de aguas someras y profundas, con particularidades para cada una de las cuencas estudiadas.

El registro de facies se inicia con la facies arcillosa poco terrígena con edad de deposición post-Cenomaniano y pre-Campaniano, mejor representada dentro de la Cuenca Central en los pozos para la prospección y explotación de petróleo. Las relaciones faciales con sus infrayacentes y *suprayacentes no están del todo claros, pero su recubrimiento concordante o discordante por las facies sedimentarias del Campaniano Superior y la ausencia de facies representativas de volcanismo activo en la composición de la Fm. Guayos que la representa, marcan los inicios de la extinción del arco. Los contenidos de bitúmenes y piritita indican ambientes restringidos anóxicos de deposición, donde ya llegaban sedimentos provenientes de la erosión del Arco Volcánico como lo indican la presencia de grauvacas y conglomerados con clastos de basaltos. A pesar de la poca información se puede concluir que esto marca el inicio del colapso y subsecuente levantamiento, empuje y obducción del Arco Volcánico del Cretácico y las ofiolitas de la cuenca marginal. **

Los conjuntos faciales del Campaniano Superior-Maastrichtiano y Maastrichtiano Superior son equivalentes en todas las cuencas estudiadas, presentando cambios faciales en ocasiones bruscos, de facies conglomeráticas policomponentes a carbonatadas y arcillosas, lo que es típico para una sedimentación que ocurrió en cuencas asociadas a fallas rumbo deslizantes y sobrecoorrimientos, a los que son inherentes los cambios de composición de las rocas en su entorno. Estas facies molásico flyschoides son indicadoras del colapso total del volcanismo activo del arco, así como presencia de clastos de granitoides en las facies del Campaniense Superior pueden indicar que el proceso de emplazamiento de los granitos son contemporáneos con los movimientos de sobrecoorrimientos, fenómeno reportado en el colapso de otros arcos volcánicos del planeta (Schott y Johnson, 1998). Las facies terrígenas y carbonatadas de este periodo evolutivo son en sí muy buenos colectores de petróleo, sirviendo las facies arcillosas de sellos locales y regionales como lo demuestran los estudios dentro de los yacimientos de la Cuenca Central. (Reyes, Perera y Hernández, 1998).

El conjunto facial más complicado para este periodo es el que aparece dentro de la Cuenca Central, debido a sus características tectónicas donde se conjugaron movimientos deslizantes y de sobrecorrimiento. La cuenca en su porción occidental presenta los mayores espesores de sedimentos del Campaniano Superior-Maastrichtiano, reportado por varios pozos con profundidades de 3000 m y más. En las secuencias del Campaniano Superior-Maastrichtiano las facies son más terrígenas y gruesas, evidenciado por la presencia de conglomerados policomponentes derivados de la erosión del Arco Volcánico emergido, sirviendo de colectores de petróleo en varios yacimientos de la cuenca. Se ha podido comprobar que algunos conglomerados depositados en el área que ocupa el yacimiento Pina -pozos 37 y 69 (Rodríguez, 1996)- yacen discordante y directamente sobre las tobas del Arco Volcánico del Cretácico en su facies conglomerática de edad eocénica, en relación lateral discordante con facies conglomeráticas Campaniano-Maastrichtiano, lo que puede ser una evidencia de la ocurrencia de discordancias progresivas dentro de la cuenca. En las secuencias del Maastrichtiano es posible encontrar espesores de facies arcillosas lutíticas de color negro de más 500 m de espesor, estos sedimentos fueron ya caracterizados como posibles rocas madres, (Milián, 1987a).

En la cuenca Vertientes la facies conglomerática policomponente es más gruesa en su sección Campaniano-Maastrichtiano, mientras que en el Maastrichtiano Superior la más potente es la facies carbonatada-terrígena. En las cuencas Saramaguacán y Senado, las facies sólo se encuentran aflorando en los bordes alejados a la misma en dirección a la Sierra de Camaján y Cubitas y no han sido reportadas por los pozos profundos. Las facies carbonatadas están representadas por brechas de calcedonitas negras, verdes y rojas, calizas, pizarras provenientes de la erosión de la sub-AEF Placetas y calizas y dolomitas provenientes de la erosión de la sub-AEF Remedios. Es evidente la diferencia entre las profundidades de sedimentación de las facies de las cuencas Senado, Saramaguacán y Vertientes con ambientes de aguas someras, con las de la Cuenca Central donde se marca un paulatino descenso generalizado de la misma, aunque no uniforme.

Las facies del terciario dentro de las cuencas estudiadas son poco variadas; la única gran diferencia está dada por la ausencia de la facies del Paleoceno en las cuencas Saramaguacán y Vertientes, por lo que se reporta una discordancia entre el Maastrichtiano y el Eoceno Inferior.

Sin embargo, los datos de la perforación del pozo Violeta 1 en la provincia de Ciego de Avila que atravesó un potente conglomerado equivalente a la Fm. Tagnasco de edad paleocénica, así como los datos de los pozos estructurales y de mapeo en los alrededores de las cuencas antes mencionadas, más un conjunto de evidencias de estudios sísmicos hacen posible considerar la existencia de los representantes estratigráficos del Paleoceno dentro de la cuenca Saramaguacán y

Vertientes. Dentro de las cuencas Senado y Central son descritas facies paleocénicas, terrígeno-carbonatado-arcillosa para la cuenca Central, y clástico carbonatada para la cuenca Senado.

Los conglomerados alóctonos con gran abundancia de clastos de rocas ígneas ácidas provenientes de la erosión del batolito de granitoides, dato aportado por el pozo Violeta 1, son correlacionables con las secuencias de iguales características y composición mapeadas al norte de la Ciudad de Camagüey y descritas en perforaciones de levantamiento y son reconocidas como equivalentes al Olistostroma Taguasco, (Iturralde-Vinent, 1996), pero se diferencian con respecto a este por la abundancia de materiales ígneos ácidos en su composición. Las secuencias atravesadas en el pozo Violeta 1 están separadas por una zona de falla evidentemente de sobrecorrimiento pues los sedimentos con ella asociada contienen fauna que indican una edad Paleoceno-Eoceno, encontrándose por debajo los sedimentos conglomeráticos de la Fm. Durán, con mayor cantidad de clastos de rocas básicas y ultrabásicas. Como se puede apreciar, esta secuencia es normal con respecto al proceso erosivo de las rocas del cinturón plegado y no existe evidencia de una gran discordancia regional paleocénica.

Las facies del Eoceno están expuestas en la cuenca Vertientes a través de la Fm. Florida, caracterizada por secuencias carbonatadas de ambientes de sedimentación someros según indican sus características litológica y paleontológicas; y de la Fm. Vertientes, depositada en un ambiente de plataforma a talud de aguas no muy profundas, caracterizado por sus conjuntos litológicos y faunísticos.

Para la Fm. Florida se delimitan las facies de calizas biodetríticas caracterizada por calciruditas y biocalciruditas, facies de calizas biomicríticas de texturas detríticas organógenas y micríticas, con estructuras masiva y facies de calizas arcillosas-organógenas. La secuencia de la facies es granodecreciente.

Estas facies y sus relaciones indican depósitos de plataformas carbonatadas muy similares a los arrecifes y zonas de influencia de las mareas, (Prothero y Schawb, 1996), pero con fauna más diversa, tienen presencia de arcillas que evidencia actividad de tormentas y fuertes corrientes. La estratificación de los carbonatos es irregular y discontinua, con espesores variables. Es posible reconocer en esta secuencia de facies, rasgos de las facies de cuencas (Prothero y Schawb, 1996), que se encuentran entre el frente del arrecife y que pueden constituir la zona de transición a las facies representativas de la Fm. Vertientes, compuesta de areniscas, arcillas, conglomerados y las capas de calizas.

Los sedimentos eocénicos de las facies de la Fm. Vertientes presentan una asociación de facies calciruditas-arenitas, lutitas y arcillas calcáreas, formando una secuencia grano decreciente, donde es característica la presencia de bitúmenes y restos de plantas carbonizadas entre los sedimentos

(Rojas, 1998). La serie de lutitas y areniscas según sus facies pertenecen a la deposición en una plataforma con profundidades no mayores de 200 m afectada por tormentas que provocaron corrientes turbias.

Sistema de Cuencas de antepaís en la región de Cuba Centro Oriental.

En la literatura geológica cubana está referido el desarrollo de una cuenca de antepaís a partir del Paleoceno, (Iturralde-Vinent, 1995 y 1996, Brawlover e Iturralde-Vinent, 1997). Las investigaciones realizadas permitieron establecer el sistema de cuenca de antepaís a partir del Campaniano-Maastrichtiano, según las concepciones planteadas por DeCelles y Giles, (1996).

En estas investigaciones no discutimos la validez y variaciones de los conceptos de cuenca de antepaís más usados en la literatura geológica como los dados por Dickinson, 1974; Beaumont, 1981; Jordan, 1981; Lyon-Caen y Molnar, 1985. Adoptamos para estas investigaciones el propuesto en el trabajo de DeCelles y Giles (1996), adaptándolo a las particularidades del desarrollo geológico de Cuba.

Las secciones sedimentarias de las cuencas estudiadas, desarrolladas en los sistemas de cuencas de antepaís son asimétricas, acumulándose los mayores espesores de sedimentos del lado de las estructuras cabalgantes, mientras se adelgazan en dirección al margen estable. En Cuba Centro Oriental la distribución de los sedimentos y su posterior deformación tectónica concuerda con las distribuciones típicas respecto a las demás zonas estudiadas del planeta, pero con rasgos característicos que se pueden distinguir todavía hoy en las cuencas sedimentarias de la región investigada.

El sistema de cuenca de antepaís está definido con cuatro depozonas discretas nombradas según DeCelles y Giles, 1996 como: cuña superior (*weedge-top*), antepaís profundo (*foredeep*), levantamiento lejano (*forebulge*), y traslevantamiento (*backbulge*) que se muestran en la Figura 31 y que pueden ser descritas para la región Centro Oriental de Cuba a partir del conjunto estratigráfico y tectónico de la Asociación Estructuro Formacional de las Cuencas de Colisión, (Blanco y Proenza, 1998).

La depozona de la cuña superior se ubica en la parte frontal y superior de la cuña orogénica e incluye cuencas transportadas, (Ori y Friend, 1984). Los tipos de sedimentos que se acumulan en la cuña superior pueden variar desde ambientes subaéreos con depósitos continentales gruesos que llenan las cuencas cercanas a relieves altos a depósitos subacuáticos con típicas masas de flujos y sedimentos de plataformas, (Tankard, 1986, DeCelles y Giles, 1996). La cuña superior puede cubrir decenas de kilómetros paralelo a la dirección general del transporte tectónico (Coogan, 1992; DeCelles, 1994; Horton, 1998). Es también notorio la presencia de discordancias

progresivas (Colombo, 1994), así como pliegues, fallas, estructuras de crecimiento y los sedimentos con textura y composición inmadura, todo ello ligado a la acumulación en la superficie de erosión-deposición sinorogénica (DeCelles y Giles, 1996). La delimitación entre los sedimentos de la depozona de la cuña superior y la del antepaís profundo puede estar complicada debido a deformaciones posteriores y la canibalización de los sedimentos (Burbank, y otros, 1992), en esta depozona en la región de Cuba Centro Oriental se acumularon los sedimentos conglomeráticos flyschoides que se reconocen en las formaciones Camaján, Eloisa, Durán y Jimaguayú.

La depozona del antepaís profundo comprende una zona típicamente amplia, que en la generalización de las depozonas del mundo tienen un ancho entre 100-300 km y de 2 a 8 km de espesor de sedimentos entre la parte frontal de la cuña superior y el *forebulge*. Los sedimentos que llegan a esta depozona son derivados del cinturón plegado-sobrecorrido y en menor proporción del levantamiento lejano y el cratón (Schwab, 1986; DeCelles y Hertel, 1989; DeCelles y Giles, 1996). En esta depozona los sedimentos más características para la región investigada pertenecen a las formaciones Embarcadero y Lesca.

La depozona del levantamiento lejano es la zona a lo largo del límite cratónico del antepaís profundo donde ocurre una flexión y levantamiento debido a la carga impuesta (Tankard, 1986, DeCelles y Giles, 1996). El lugar que ocupa el levantamiento lejano es difícil de localizar sobre todo en los sistemas antiguos como es el caso que se analiza, pues el mismo puede migrar (Tankard, 1986), o ser erodado, y sólo aparecer como una zona de discordancia por lo que en ocasiones puede ser considerado como una zona de no deposición o erosión.

La depozona del traslevantamiento está constituida por los sedimentos que se acumulan entre la parte posterior del levantamiento lejano y el cratón, siendo los sedimentos fundamentalmente de aguas someras y granulometría fina. En las investigaciones realizadas es muy prematuro dar conclusiones sobre que formaciones corresponderían a esta depozona pues la misma está desarrollada dentro de la cuenca marina del Canal Viejo de Bahamas y más lejano.

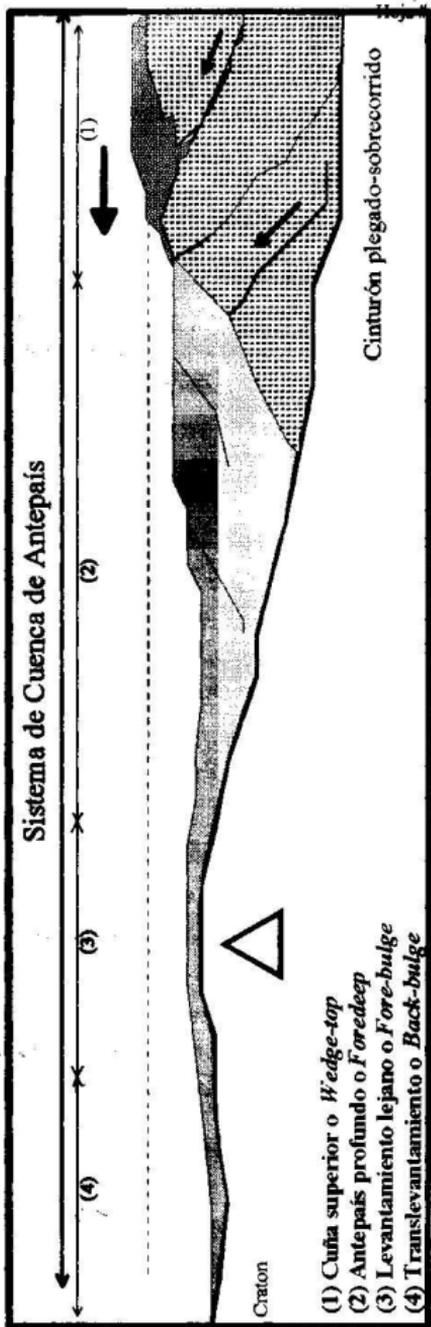


Figura 31: Sistema de cuenca de antepais, modificado de Tankard, 1986 y De Celles y Giles, 1996.

Conclusiones.

Los sistemas de cuencas desarrollados en la región centro oriental durante su desarrollo desde el Campaniano Superior-Maastrichtiano al Eoceno Superior están relacionados con un ambiente de tectónica compresional; donde es común el desarrollo de sobrecorrimientos y movimientos rumbo deslizantes, como resultado inevitable del avance de las escamas tectónicas, apareciendo desarrolladas a lo largo de los sistemas de fallas de deslizamientos por el rumbo, cuencas transportadas al dorso de los sistemas de sobrecorrimientos y el sistema de cuencas de antepaís.

El registro estratigráfico de la AEF de las cuencas de colisión de Cuba Centro Oriental aparece dentro de cuatro cuencas principales que la constituyen que son: Cuenca Central -tensional-, Cuenca Vertientes -transportada-, Cuenca Saramaguacán -Tensional- y Cuenca Senado, -antepaís-, en la que se propone en estas investigaciones la Fm. El Cercado como una unidad estratigráfica informal.

Las investigaciones realizadas permitieron establecer el sistema de cuenca de antepaís a partir del Campaniano-Maastrichtiano, en la depozona de la cuña superior en la región de Cuba Centro Oriental se acumularon los sedimentos conglomeráticos flyschoides que se reconocen en las formaciones Camaján, Eloisa, Durán y Jimaguayú. A la depozona del antepaís profundo pertenecen las formaciones Embarcadero, Lesca. El lugar que ocupa la depozona del levantamiento lejano es difícil de localizar en este sistema antiguo que se analiza. Para la depozona del traslevantamiento consideramos muy prematuro dar conclusiones sobre que formaciones corresponderían a ella, pues la misma está desarrollada dentro de la cuenca marina del Canal Viejo de Bahamas y más lejos.

El desarrollo de la AEF de las cuencas de colisión de Cuba Centro Oriental, marcado a partir de las deposiciones de las facies arcillosas-lutíticas-arenosas de la Fm. Guayos que indican los primeros estadios de una removilización tectónica, que coincide con el inicio del desarrollo del levantamiento, erosión y plegamiento del cinturón orogénico cubano. El posterior desarrollo del sistema se sigue a través del tiempo por el registro sedimentario de las diferentes cuencas estudiadas en la región Centro Oriental de Cuba, es importante destacar que existe una continuidad en el registro estratigráfico del sistema.

CAPITULO III: PALEOGEOGRAFIA Y SISTEMA PETROLERO DE LA AEF DE CUENCAS DE LA COLISION DE CUBA CENTRO ORIENTAL.

Introducción.

Análisis paleotectónico de la AEF de cuencas de colisión.

Análisis paleogeográfico de la AEF de cuencas de colisión.

Sistemas petroleros en la AEF de las cuencas de colisión de Cuba Centro Oriental.

Conclusiones.

Introducción.

En este capítulo para dar cumplimiento a los objetivos planteados para la investigación realizamos la interpretación paleotectónica y paleogeográfica de las cuencas en estudio; lo que nos permite diseñar un modelo alternativo del sistema petrolero para la región en estudio. Estas interpretaciones las basamos a partir de la práctica mundial en las últimas décadas de exploraciones para petróleo y gas, que han hecho énfasis en las investigaciones de las cuencas sedimentarias y su evolución estructural ligadas a la tectónica de placas para explicar las paleogeografía y sus consecuencias en la sedimentación de rocas madres y reservorios aptos para la acumulación y preservación de petróleo y gas. (Bois y otros, 1982; Kingston, 1983a,b; Tissot y Welte, 1984; Magoon y Wallace, 1994; Peters y Cassa, 1994).

Análisis paleotectónico de la AEF de cuencas de colisión.

Los procesos de orogenia responsables del desarrollo de los cinturones plegados-fallados, son una respuestas a la interacción entre límites compresivos de placas (Suppe, 1985; Horton y DeCelles, 1997; Brown, 1998), en los que se manifiestan las relaciones complejas entre grandes placas adyacentes. En el caso que nos ocupa existió una compleja interacción entre las placas Suramericana, del Pacífico, y Norteamericana en el área que ocupaba la placa del Protocaribe (Ross y Scotese, 1988). Es importante recordar que en este intervalo de tiempo, se están desarrollando los procesos ligados a la orogenia Laramídica que afectaron todo el borde occidental y sur occidental de la Placa Norteamericana (Schott y Johnson, 1998; Jones, 1998), desarrollado a partir del Cretácico Campaniano -80 Ma-; periodo en el que se inician los procesos de colisión entre la AEF del arco de islas volcánico del Cretácico y una porción del margen pasivo meridional de la Placa Norteamericana -AEF del Paleomargen de Bahamas-

(Ross y Scotese, 1988); desarrollándose el cinturón plegado y sobrecorrido cubano, como se muestra en la Figura 32, su formación está ligada a este proceso orogénico.

La evolución tectónica del conjunto que estudiamos según el registro estratigráfico descrito en las secuencias de la AEF del Paleomargen de Bahamas se inician a partir del Jurásico. Este margen pasivo se desarrollo en los bordes del rift inicial que se genero al nivel donde se desarrolló el *Tethys* Americano en estos momentos se desarrollaba una tectónica expansiva, y la expansión de la corteza terrestre se realiza de forma diferente según el nivel de la misma, considerado, la parte superior rígida y fría, que se rompe en fallas normales listricas con giro más o menos importante de los bloques afectados, mientras que la parte inferior más caliente, lo hace por extensión dúctil continua (Ross y Scotese, 1988, Pindell y otros, 1988; Pindell, 1994). En el ejemplo de la apertura de Pangea a nivel del *Tethys* Americano; ocurre un desarrollo del margen pasivo de Bahamas, Pindell (1994) que permitió la deposición original de los sedimentos sinrift, reconocidos en las formaciones que afloran en el norte de Cuba pertenecientes a la AEF del Paleomargen de Bahamas; luego por la expansión y desarrollo del fondo oceánico, en el ejemplo de la placa del Protocaribe, los antiguos bordes del rift inicial se alejaron más del foco de energía -centro de expansión- y se contrajeron provocando la subsidencia y profundización de la cuenca, desarrollándose secuencias de facies de plataforma y cuencas marinas profundas en el margen pasivo meridional de la placa Norteamericana expuesto o reconocido en perforaciones en las regiones de Camajuani, Placetas, Remedios y Cayo Coco, donde se acumularon importantes espesores de rocas con elevados contenidos de materia orgánicas capaces de transformarse en rocas madres y generar petróleo (López y otros, 1993; Navarrete, Campos y López, 1993).

En una posición meridional con respecto al margen pasivo meridional de la Placa Norteamericana, se desarrolla a partir del Albiano, en un ambiente de tectónica compresiva, ligado a relaciones de placas oceánicas con movimientos convergentes oblicuos; el Arco de Islas Volcánico del Cretácico, con un sistemas surco-arco-mar marginal dispuesto de sur a norte y con volcanismo y magmatismo importante (Iturralde-Vinent, 1996; 1997). Estos sistemas tienen cuencas con formas muy variadas en su geometría, relleno sedimentario y evolución; dependiendo de la naturaleza de las placas que interaccionan -continental u oceánica-, el ángulo de encuentro, la velocidad del proceso de subducción, el ángulo de la zona de Benioff y el aporte de sedimentos (Arche, 1989b, DeCelles y Giles, 1996). Este arco de islas volcánico colapsa en el Campaniano Superior, y se inicia su levantamiento y obducción sobre el paleomargen de Bahamas. Este proceso ocurre debido a cambios en la dirección de los esfuerzos regionales entre las placas (Iturralde-Vinent, 1997). En general existió una combinación de movimientos por el rumbo y deslizamientos por el buzamiento (Ross y Scotese, 1988; Iturralde-Vinent, 1997),

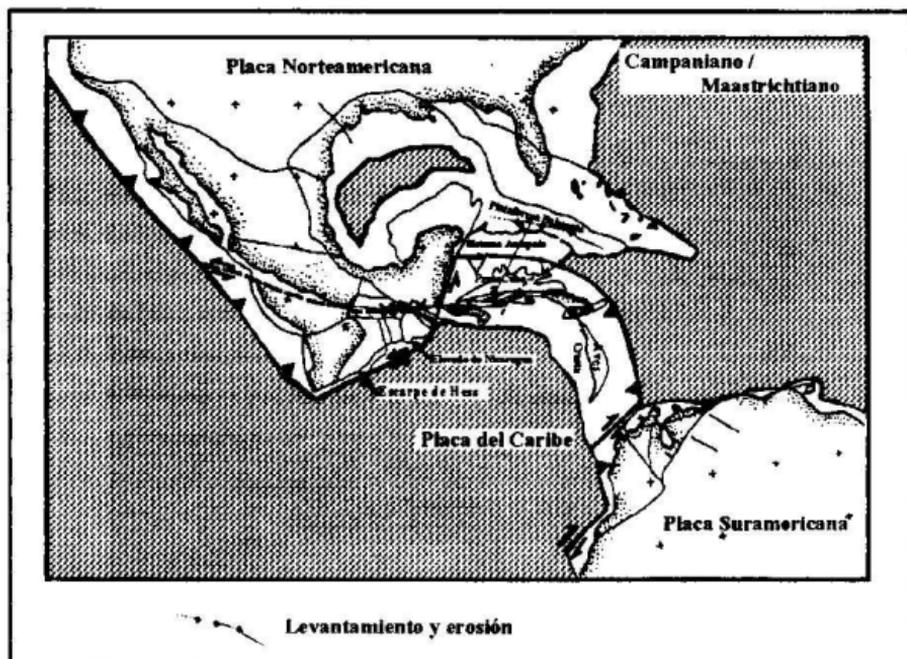


Figura 32: Posición del arco de las Grandes Antillas y placas en interacción en el Campaniano-Maastrichtiano, modificado de Ross y Scotese, 1988.

relacionados con una compresión oblicua en el margen septentrional de la Placa del Caribe, según la cinemática de su evolución (Pindell y otros, 1988, Mann y otros, 1995).

El reconocimiento de las diferentes paleoestructuras tectónicas que actuaron y se conjugaron en el periodo Campaniano Superior-Eoceno Superior en que se desarrolla la AEF de las cuencas de la colisión Mesozoico-Terciario, es de suma importancia para explicar el desarrollo del cinturón plegado cubano, sus cuencas y los procesos de generación, las vías de la migración y la conservación de las acumulaciones de petróleo relacionadas con el mismo. Partimos de la existencia de una tectónica de compresión que desarrollaba un proceso de colisión oblicua, arco volcánico-continente, en esta colisión están implicados fundamentalmente las estructuras de la cuenca marginal-margen pasivo -sub-AEF del retroarco-mar marginal-AEF del Paleomargen de Bahamas-, con un ángulo oblicuo de incidencia entre los mismos. En el que aparece como predominante los sistemas de fallas de sobrecorrimientos y sus pliegues asociados, que están conectados por fallas rumbo deslizantes y en el que no se excluye el desarrollo de importantes sistemas de fallas normales.

A la carga normal de la sedimentación, que se acumulaba en el paleomargen de Bahamas proveniente del continente, se le agrega durante fines del Cretácico Campaniano-Maastrichtiano al Terciario la carga producida por la obducción del arco de islas volcánico y parte de la asociación ofiolítica, que crearon nuevas condiciones dinámicas, que afectaron la tectónica y la sedimentación en el área; como es sabido estas deformaciones no se deben a causas tectónicas más que indirectamente, producto que al producirse una carga por sedimentos en un margen pasivo, se produce una respuesta elástica por flexión, causando zonas de subsidencias amplias en la plataforma (Walcott, 1972; Arche 1989b; DeCelles, y Giles, 1996); y se desarrolla un sistema de cuencas de antepaís (DeCelles y Giles, 1996), sin magmatismo asociado, situados al frente del cinturón plegado de tipo alpino, en el caso que nos ocupa, sistema de cuenca de antepaís cubano sus características tectónicas y de sedimentación se explican con más detalle en este capítulo, estas son zonas muy favorables para la formación, migración y entrapamiento del petróleo.

Durante el desarrollo de las fases de tectónica compresiva oblicua, las fallas hístricas formadas en los inicios de los procesos distensivos, pueden en parte; producto a la compresión actuantes en este intervalo de tiempo, invertirse y dar lugar a cabalgamientos como los que aparecen en la estructura tectónica de la Sierra de Cubitas y Sierra de Camaján. A la par que se desarrolla el sistema de cuencas de antepaís cubano con sus depozonas y estructuras tectónicas características, más la formación de cuencas tensionales ligadas al desarrollo de sistemas de fallas rumbo deslizante, ejemplo importante es la Cuenca Central generada a partir del sistema de fallas La Trocha, también se forman en determinado momento de la evolución del cinturón plegado

cuenas transportadas sobre los mantos de sobrecorrimientos, como ejemplo tenemos la Cuenca de Vertientes y Saramaguacán.

La reconstrucción tectonoestratigráfica de cada una de estas cuencas en sus diferentes estados evolutivos, no puede realizarse sin tener en cuenta que la evolución tectónica, es una de las causas inmediatas que controlan procesos sedimentarios y por tanto su resultado final, las facies sedimentarias (Arche, 1989a; Vera, 1994,) esto es evidenciado por los potentes espesores de sedimentos del Campaniano-Maastrichtiano que aparecen dentro de la Cuenca Central reportados por las perforaciones profundas ubicadas en las misma para la prospección y extracción de petróleo y que son reflejo de los eventos tectónicos del desarrollo de la tectónica transpresiva y transtensiva que caracteriza la combinación de esfuerzos de compresión y movimientos rumbodeslizantes.

A partir del Campaniano Superior se registran los primeros conglomerados erosionados del cinturón plegado que se inicia, es interesante señalar que estos movimientos se reflejaron como un levantamiento general de las rocas del arco volcánico extinto, dado en la amplitud de desarrollo de estos conglomerados; los cuales se prolongan en su sedimentación hasta el Maastrichtiano Superior. Los movimientos tectónicos del Terciario temprano, heredan y desarrollan el patrón de tectónica compresional oblicua, que levantaron gran parte del territorio creándose zonas de no sedimentación en el Paleógeno. La sedimentación ocurría en los pie de montes y sistemas aluviales que descendían a las cuencas transportadas asociadas con los movimientos de cabalgamiento y al sistema de cuenca de antepaís, ejemplo de esto son las acumulaciones de sedimentos reportadas en los pozos Moron 1, Violeta 1 y Pontezuela 1 entre otros y los olistostromas de la Fm. Taguasco y sus equivalentes; ya que en estos momentos la erosión llegaba hasta partes profundas del batolito de granitoides.

A partir del Paleoceno superior y durante el Eoceno inferior la sedimentación se comienza a aislar en las cuencas transportadas de Vertientes y Saramaguacán, desarrollada a partir de la transición de la cuenca de antepaís a una cuenca transportada como se muestra en la Figura 33, desarrollada por mecanismos comunes de estos sistemas (Pivnik y Javed, 1996).

Una nueva subsidencia acompañado por una transgresión, se manifiesta en el registro estratigráfico entre el Eoceno Inferior y el Eoceno Medio Superior, la deposición en los bordes de las cuencas superpuestas y en las frentes de los mantos de cabalgamiento de facies gruesas hablan de esta actividad tectónica, ambos ciclos de sedimentación se inician por un conglomerado basal y luego pasan a una secuencia carbonatada terrigena.

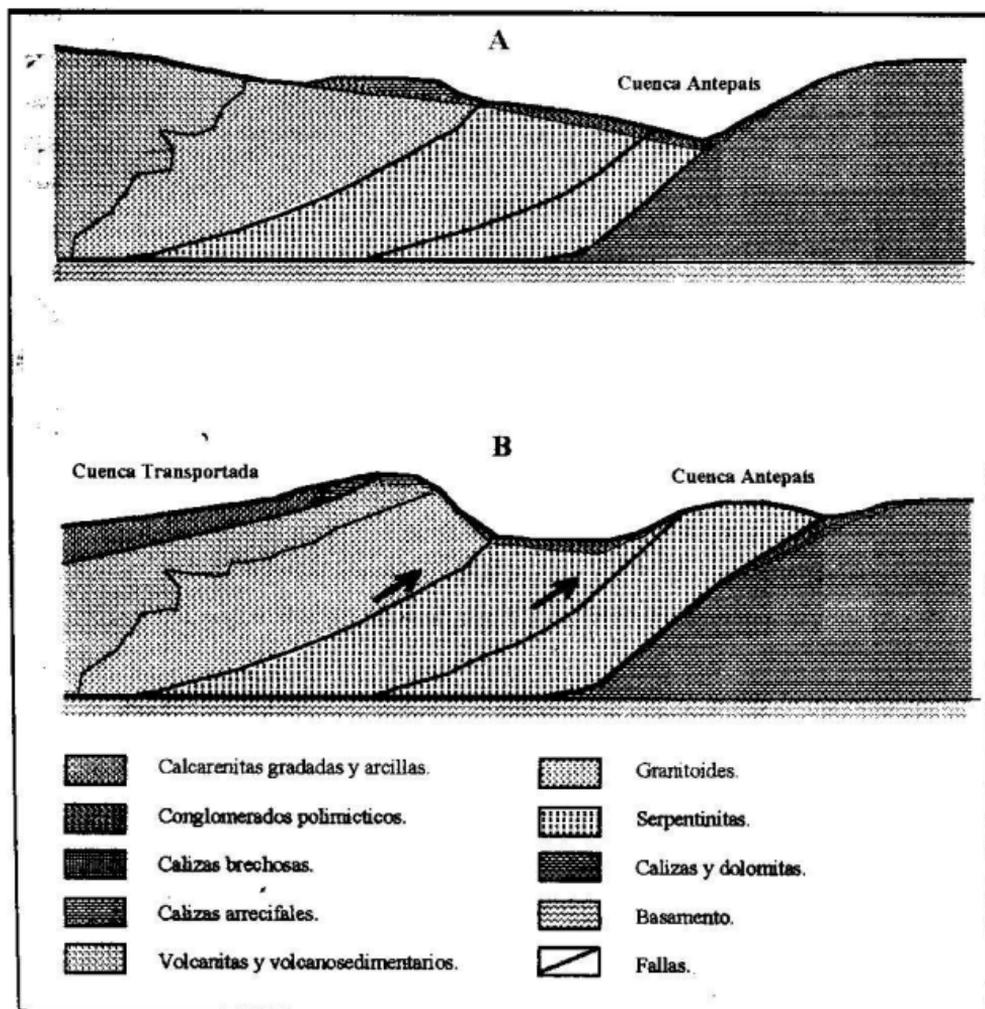


Figura 33: Transición de la cuenca de antepaís a una cuenca transportada, Cuenca Vertientes. Blanco, 1999.

A: Maastrichtiano-Paleoceno.

B: Eoceno Inferior-Superior.

En esta etapa se depositó en la cuenca de antepaís las secuencias olistostromica-flyschoides perteneciente a las formaciones El Cercado y Senado, ya en estos momentos el frente de los mantos de corrimiento procedentes del sur habían sobrecorrido y modificado gran parte de las depozonas que se generaron al inicio del desarrollo del sistema de cuenca de antepaís. Después que se completó la acreción de las estructuras oceánicas y del arco de islas volcánico Cretácico extinto que conformaban el cinturón plegado y sobrecorrido sobre el margen continental; dominaron los movimientos verticales y se formó un mosaico de bloques distintamente levantados, a partir del Eoceno Superior (Iturralde-Vinent, 1996).

El melange ofiolítico presenta algunas características estructurales que apoyan la existencia de los eventos tectónico compresivos y rumbo deslizantes asociados a ellos que se desarrollaron en el intervalo Campaniano Superior-Eoceno Superior. Una de las características más llamativas del melange ofiolítico está dada en el cambio de dirección de su rumbo, tomando como referencia la falla rumbo deslizante Camagüey, que le sirve de límite tectónico hacia el este no reportándose aflorada dentro de la Cuenca Saramaguacán.

Las deformaciones tanto de las secuencias del Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano como las del Eoceno Inferior al Eoceno Medio parte alta, son prácticamente semejantes, las rocas como regla yacen suavemente con ángulos de buzamiento de seis a diez grados, algo dislocadas en las zonas de fallas, el desarrollo tectónico durante el Eoceno Superior es más tranquilo, las cuencas de sedimentación se han aislado.

Análisis paleogeográfico de la AEF de Cuencas de Colisión

Para iniciar este análisis necesitamos recorrer el conjunto evolutivo que nos lleva a la posición del inicio de un proceso de obducción y generación de un cinturón plegado y sobrecorrido. Los cinturones orogénicos, incluyendo el de las Grandes Antillas ligados al desarrollo de la región del Caribe, son considerados de una evolución geología compleja (Draper, y otros, 1994a; Brito Neves, 1995; DeCelles y Giles, 1996; Iturralde-Vinent, 1996; Schott, 1998).

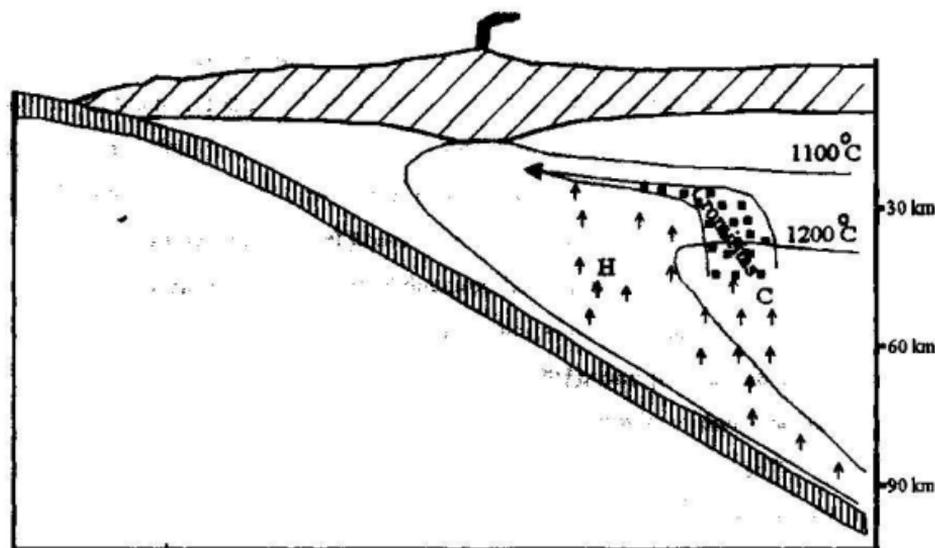
Las reconstrucciones de la evolución del Caribe más aceptadas y de mayor acabado corresponde a los trabajos de Pindell y Dewey (1982); Pindell (1985); Pindell y otros (1988); Ross y Scotese (1988); Pindell y Barrett (1990), Pindell (1994), la generalización de ellos permite describir una evolución condensada del Caribe, que se inicia por la separación de Norte y Sur América en los finales del Jurásico e inicios del Cretácico y la formación de la corteza oceánica de la placa del Protocaribe, seguido de la inserción de la Placa Farallón entre las placas de Norte y Sur América (Aptiano/Albiano) y el cambio de la polaridad en el arco de la Grandes Antillas, de una subducción este a oeste buzante; afirmándose esto por los trabajos de Draper y otros,

1996; Draper y Gutiérrez-Alonso, 1997; Lapierre y otros, 1997, iniciándose la subducción del Proto-Caribe, por debajo de la placa Farallón-Caribe y derivando en una dirección noreste. Estas evidencias están bien marcadas en el desarrollo geológico de las islas de la Española (Mann y otros, 1991) y Puerto Rico (Laure, 1994); St Croix (Speed y Joyce, 1990), no así para la isla de Cuba, donde existe una gran controversia al respecto (Iturralde-Vinent, 1996; Cobiella, 1998).

En el modelo planteado para la evolución del Caribe y el Arco de Islas Volcánico del Cretácico, las ofiolitas quedan en el ante arco, (Pindell y otros; 1988; Ross y Scotese, 1988; Pindell, 1994). En el caso particular de Cuba, en esta posición se desarrollan dentro de las ofiolitas septentrionales (Iturralde-Vinent, 1996) importantes cuerpos de cromititas podiformes (Iturralde-Vinent, 1996, 1997; Proenza, 1997; Proenza y otros, 1999), esto contradice su génesis a la luz de los últimos conocimientos sobre la petrología y geoquímica de las ofiolitas modificadas en las zonas de suprasubducción (Parkinson y Pearce, 1998, Proenza y otros, 1999); una de las razones para contradecir esta zona de subducción buzando al sur para el desarrollo del arco de islas volcánico al nivel que hoy aparece en Cuba, está dado por la estructura térmica del ante arco, que no soportaría la cristalización de cromita en grandes volúmenes, pues se necesita una temperatura de alrededor de 1200 ° C; y esto no es característico para las zonas de ante arco en los procesos de subducción (Treloar y O'Brien, 1998). Por ello se plantea que las ofiolitas del norte de Cuba son generadas en la parte trasera del arco como se muestra en la Figura 34, pues presentan grandes cantidades de cromititas y donde si existen las condiciones físico químicas propias para su cristalización (Proenza, 1997; Proenza y otros, 1999).

A fines del Campaniano Superior colapsa el arco volcánico de las Grandes Antillas en la sección de proto-Cuba occidental y central al producirse la sumersión en la zona de subducción, de rocas de corteza continental pertenecientes al borde septentrional del paleomargen meridional, reconocidas en este trabajo como AEF del Paleomargen Suroccidental del Bloque de Yucatán Metamorfizada bloqueándose la zona de subducción; y se inicia el proceso de colisión en la porción septentrional con la plataforma de Bahamas (Ross y Scotese, 1988; Pindell, 1994).

El registro estratigráfico en la mayor parte del Caribe hoy aflorado, indica un proceso de cese del volcanismo, levantamiento y erosión en el arco volcánico de las Grandes Antillas durante el Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior, que posteriormente continúa su desarrollo volcánico en su porción oriental en las hoy conocidas islas de la Española (Laure, 1994; Draper y otros, 1996; Draper y Gutiérrez-Alonso, 1997; Lapierre y otros, 1997) y la parte oriental de la isla de Cuba (Iturralde, 1996, 1997), hasta mediados del Paleógeno. El cinturón orogénico cubano que conforma la parte más occidental del cinturón plegado de las Grandes Antillas, es



H - Fundidos fuertemente hidratados, C - Fundidos calcoalcalinos

Figura 34: Modelo genético para la formación de cromititas en la región de Cuba centro oriental, por analogía con la faja Mayarí-Baracoa; modificado de Proenza, 1997.

clave en la reconstrucción de la evolución geológica del Caribe, aunque no se ha tenido muy en cuenta en los modelos más extendidos (Ross y Scotese, 1988; Pindell y otros, 1988; Pindell, 1994; Draper, 1994a; Hutson, 1998) y en estos momentos, a la luz de las últimas investigaciones e interpretaciones de su evolución geológica contradice los modelos que podemos llamar clásicos.

En el cinturón plegado y fallado cubano aparecen, en una relación tectónica compleja, las siguientes asociaciones estructuro formacionales: a) AEF del Paleomargen de Bahamas; b) AEF del Paleomargen Suroccidental del Bloque de Yucatán Metamorfizada; c) AEF del Arco de Isla Volcánico del Cretácico, con la sub-AEF de la zona del retroarco-mar marginal; d) AEF de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario; e) AEF de la Neoplataforma.

El objetivo de la investigación se centra en el estudio de la evolución tectónica y sedimentaria de la AEF de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario; desarrolladas a partir del Cretácico Campaniano Superior en que se inicia la obducción del conjunto del Arco Volcánico Cretácico extinto y sus ofiolitas sobre el margen pasivo meridional de la placa Norteamericana (Ross y Scotese, 1988; Pindell, 1994; Iturralde-Vinent, 1996, 1997); este proceso de obducción de las ofiolitas se explica a partir de su analogía con otras regiones del mismo donde se ha desarrollado un conjunto tectónico compresivo oblicuo (Dewey, 1976; Dewey y Bird, 1979; Gealey, 1980; Moores, 1982; McCaffrey y Nabelek, 1984); así para nuestras condiciones se produce un reajuste de la configuración dinámica de las placas que interactuaban (Iturralde-Vinent, 1997) producto al bloqueo de la zona de subducción; y sobre la que se produce una obducción de las ofiolitas, ejemplo evidente en las relaciones de las ofiolitas meridionales con los terrenos del Escambray, Isla de la Juventud y terrenos enterrados al sur de Camagüey en la región de Santa Cruz-Guayabal (Iturralde-Vinent, 1996, 1997; Pardo, 1996, Rosencrantz, 1996). Esto provoca la obducción sobre el paleomargen de Bahamas en la porción septentrional opuesta que corresponde a la zona del retroarco-mar marginal y que está caracterizada por una corteza caliente, fina y boyante, confinada entre el arco y la plataforma continental como las ofiolitas septentrionales (Iturralde-Vinent, 1996, 1997), pudiendo ser interpretado también como un proceso de retrocabalgamiento según los modelos de colisión desarrollados (Bond y otros, 1988; MacKay y otros, 1996; Jones, 1996; Cook y otros, 1998). Los movimientos de sobrecorrimiento continuaron hasta fines del Eoceno Medio en que se consolida la colisión (Iturralde-Vinent, 1997; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997).

Para un mejor estudio y comprensión de la evolución paleogeográfica y geológica de las diferentes cuencas de sedimentación que se gestaron y actuaron en el periodo investigado exponemos su evolución paleogeográfica a partir de un modelo de tectónica compresiva oblicua,

con una relación erosión-sedimentación desarrollada en las cuencas generadas -sistema de cuenca de antepaís, cuencas transportadas y cuencas tensionales-, a partir de las relaciones tectónicas como se muestra en el Anexo 5.

Paleogeografía del sistema de cuencas de antepaís.

En el conjunto geológico cubano es evidente el colapso del arco de islas volcánico a fines del Campaniano e inicio del proceso de colisión. Como respuesta a estas nuevas condiciones tectónicas se produce el desarrollo del sistema de cuencas de antepaís Anexo 5, esto aparece en el registro sedimentario que aflora y ha sido cortado por numerosas perforaciones profundas realizadas en la parte septentrional y central de la isla Figura 35. a y b. Según la sistematización tectónica adoptada en nuestro trabajo las secuencias sedimentarias pertenecientes a la AEF de las cuencas de colisión se desarrollan desde Campaniano Superior-Maastrichtiano hasta el Eoceno Superior (Blanco y Proenza, 1998, en prensa).

Sobre las secuencias de la AEF del Arco de Islas Volcánico Cretácico que aparece hoy formando parte del cinturón plegado cubano, y que se desarrolló desde el Albiano-Aptiano hasta el Campaniano Superior (Iturrealde-Vinent, 1996; Cobiella, 1998); en todo el territorio occidental y central del país aparecen un conjunto de secuencias conglomeráticas flyschoides de edad Campaniano-Maastrichtiano depositadas discordantemente sobre las rocas del arco extinto (Domínguez, y otros, 1989; Otero y Lleidos, 1989).

En Cuba occidental y centro oriental hasta Las Tunas; las muestras de rocas recolectadas de las formaciones Vía Blanca de la provincia Habana, Eloisa de Sancti Spiritus, Cantabria al norte de la de Cienfuegos y Jimaguayú de las provincias de Camagüey y Las Tunas, contienen como fauna fósil ostrácodos que indican una edad de deposición del Cretácico Superior (Sánchez-Arango, 1977; Díaz-Collell, y otros 1998). La parte baja de la cobertura son cortes terrígenos volcanomicticos, con rasgos turbidíticos y ocasionalmente clastos ofiolíticos. Entre Pinar del Río y Matanzas la parte superior de la secuencia es una megaturbidita calcárea representada por la Fm. Peñalver (Arzhevsky y otros, 1980; Albear, e Iturrealde-Vinent, 1985), cuyos restos más jóvenes datan del Maastrichtiano Superior (Cobiella, 1998).

En la porción meridional del paleomargen continental de Norteamérica del Oxfordiano Medio al Turoniano, los sedimentos son mayormente carbonatados; y una discordancia estratigráfica separa estos estratos de las capas del Campaniano o Maastrichtiano. (Arzhevsky y otros, 1980; Cobiella, 1998; Alvarez-Castro, 1998). Las secuencias maastrichtienses tienden a ser de carácter más grueso, depositadas algunas en ambientes de alta energía; apareciendo mezcla de fragmentos

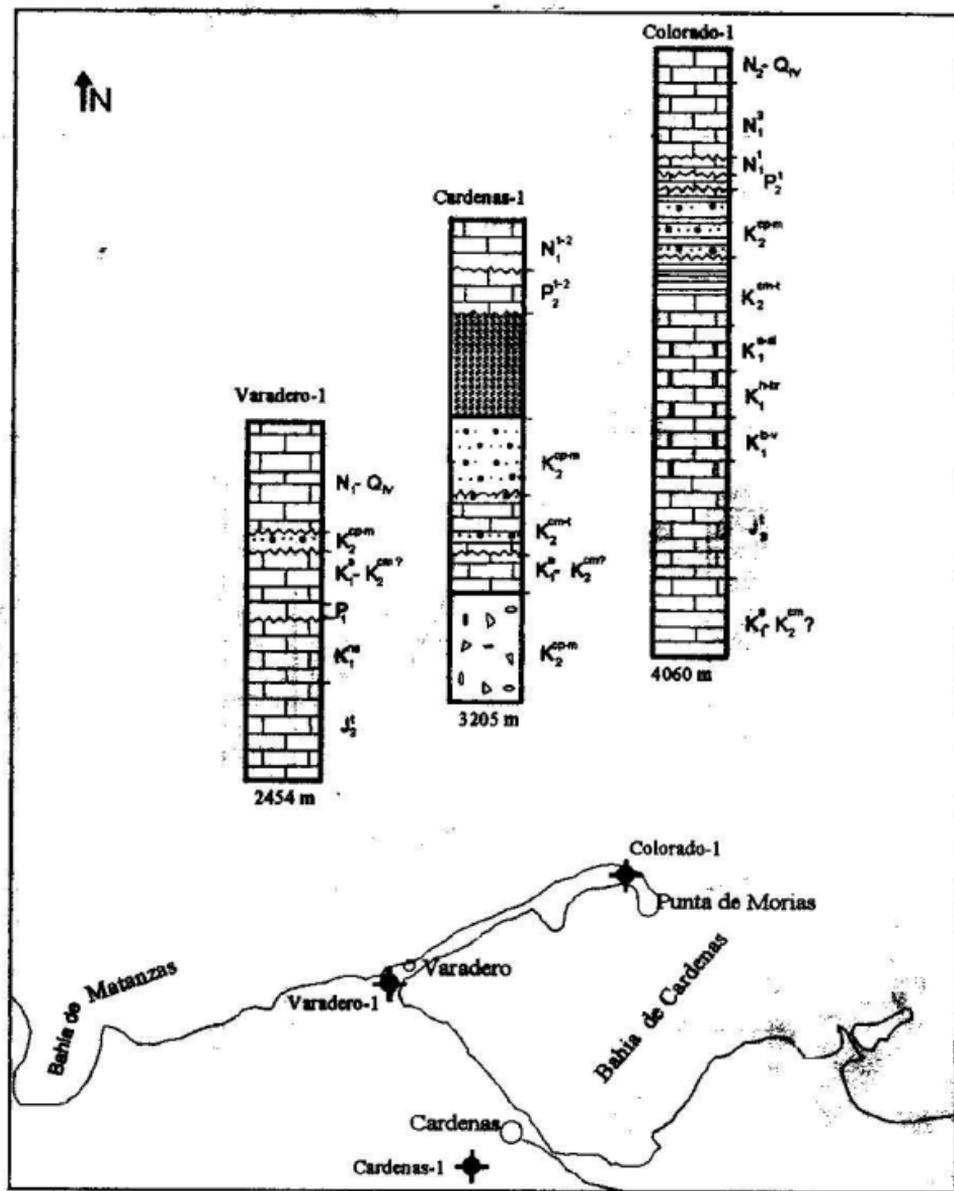


Figura 35.a: Sección estratigráfica basada en datos de pozos profundos, modificado del Mapa geológico de Cuba a escala 1:500 000; ver simbología en la Figura 35.b

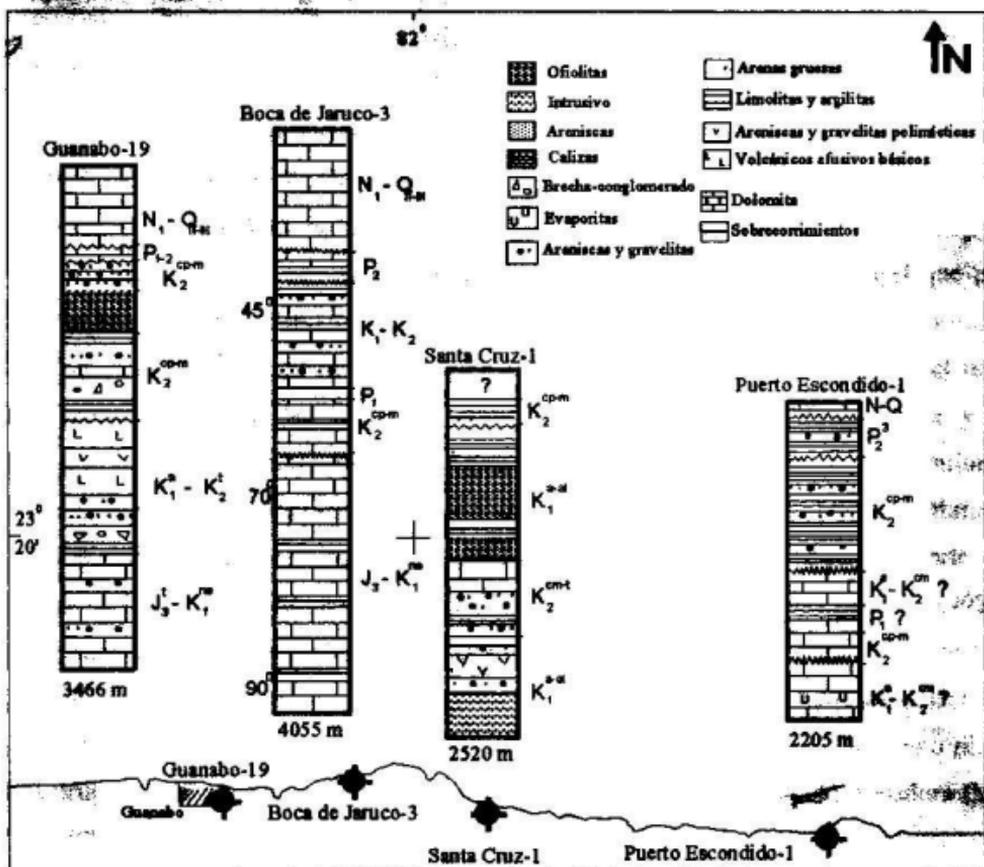


Figura 35.b: Sección estratigráfica basada en datos de pozos profundos, litoral de las provincias Ciudad Habana y Matanzas, modificado del Mapa Geológico de Cuba a escala 1:500 000.

carbonatados de diferentes ambientes y clastos de andesitas, diabasas, granitoides; con variaciones granulométricas desde arenas hasta clastos rodados (Alvarez-Castro, 1998)

El conjunto de evidencias geológicas, geofísicas y de las deformaciones de los eventos tectónicos indican que ya antes del Maastrichtiano el arco de islas volcánico extinto, los terrenos metamórficos del sur de Cuba y el margen continental meridional de Norteamérica habían colisionado y se estaban produciendo procesos de sobrecorrimientos (Cobiella, 1998; Millán y otros, 1998; Domínguez, 1998; Cáceres, 1998).

En Cuba según estas evidencias, el conjunto de sedimentos del intervalo Cretácico Campaniano Superior al Eoceno Medio corresponde a un sistema de cuenca de antepaís en el que pueden discernirse las diferentes depozonas del sistema, cuña superior, típico para las formaciones acumuladas durante el Campaniano Superior-Maastrichtiano sobre las secuencias del orógeno cubano representado por las formaciones Eloisa, Vía Blanca, Peñalver, Durán y Presa Jimaguayú. Para el desarrollo del cinturón plegado cubano la ocurrencia del conjunto de formaciones a pesar de su desmembramiento y erosión posterior a la sedimentación, cubrían gran parte del cinturón orogénico; las mismas aparecen bien representadas desde el norte en las provincias de La Habana y Matanzas (Albear e Iturralde-Vinent, 1985; Pérez y Triff, 1998), y al norte y centro de las provincias de Villa Clara, Ciego de Avila y Camagüey, (Iturralde-Vinent, 1981; Millán, y otros, 1998; Rojas, 1998). Es también notorio la presencia de discordancias progresivas, que han sido descritas en la Cuenca Central (Rodríguez, 1996), así como pliegues, fallas, estructuras de crecimiento y los sedimentos con textura y composición inmadura (Milián, 1986, 1987, 1989). En el conjunto de pozos profundos perforados en Cuba, aparecen bien manifiestos los sedimentos de esta depozona con edades Campaniano Superior-Maastrichtiano, que luego han sido modificados por movimientos posteriores de emplazamiento. Tomando en cuenta las características estratigráficas y fosilíferas de las formaciones que se desarrollan en la región centro oriental que corresponde con nuestra área de estudio podemos diseñar un modelo paleogeográfico para la misma en el intervalo antes planteado.

Así tenemos que los primeros sedimentos que podemos tener en cuenta son los representantes de la Fm. Guayos, estos pueden según sus características estratigráficas y faciales evidenciar el desarrollo de marismas, pantanos y cuencas marinas a los que llegaban los sedimentos provenientes de la erosión del relieve elevado; marcando el periodo de inicio del proceso de removilización tectónica y desarrollo de un relieve vigoroso con cuencas adyacentes en el que ocurrieron deposiciones según sistemas aluviales y marinos de poca profundidad en que se depositaban principalmente conglomerados y areniscas provenientes de la erosión de las rocas del arco volcánico; en la zona distal a este conjunto aparecen las acumulaciones también de

regímenes activos dado por la subsidencia que se produce en los terrenos que pertenecen al borde meridional del paleomargen pasivo de Norteamérica, en el que se sedimentaban brechas y conglomerados con aportes fundamentales de los diferentes niveles carbonatados que han quedado expuestos a la erosión y que en lo fundamental se acumulaban en condiciones marinas de diferentes profundidades llegando hasta aguas profundas.

En resumen podemos tener dos zonas de aportes de sedimentos una en la porción meridional, en la que existían particularidades dadas por zonas con diferentes tasas de subsidencia la zona más importante relacionada con los sedimentos que hoy se conservan dentro de la Cuenca Central; y una segunda zona hacia la porción septentrional de la que se recibían los volúmenes importantes de materiales carbonatados.

Antepaís profundo, esta es en realidad la zona que más se ha estudiado y delimitado en Cuba (Iturralde-Vinent, 1996) aunque pocos consideran los sedimentos del Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano como pertenecientes a la misma. Estos aparecen en los pozos profundos del norte de Cuba en la zona de Varadero-Cardenas (Sánchez, y otros 1998), afloran en la zona de Villa Clara sobre los conjuntos deformados del paleomargen (Fm. Lutgarda) así como en los pozos profundos del norte de las provincias de Ciego de Avila y Camagüey y se destacan también por trabajos de sismica marina, (Ball y otros, 1985).

El lugar que ocupó el *forebulge* es difícil de localizar y mas en sistemas antiguos como el que tratamos, pero existen un conjunto de datos geológico-geofísicos que pueden ser esgrimidos para confirmar la tesis de su existencia (Ball, y otros 1985; Alvarez-Castro, y otros 1998) y puede proponerse la zona que ocupa la sub-AEF de Cayo Coco y el Canal Viejo de Bahamas, pues el *forebulge* puede migrar (Tankard, 1986), o ser erodado y solo aparecer como una zona de discordancia, por ello en ocasiones puede ser considerado como una zona de no deposición o erosión. *Backbulge*, constituida por los sedimentos que se acumulan entre el *forebulge* y el cratón, los sedimentos son fundamentalmente de aguas someras y de granulometría fina. Es un poco difícil distinguir estos sedimentos en la columna geológica en el territorio cubano, estos sedimentos deben encontrarse en las zonas del margen de Bahamas (Ball y otros 1985).

En la región de estudio no están aflorando todos los sedimentos pertenecientes a las depozonas originales de las primeras flexuras que se producen como respuesta a la carga topográfica, pues las depozonas originales pueden migrar y ser modificadas por la migración del cinturón plegado (DeCelles y Giles, 1996).

En la región estudiada encontramos aflorando los sedimentos de las formaciones Durán, Jimaguayú, Embarcadero, Lesca, El Cercado y Senado. En la depozona de la cuña superior se encuentran las formaciones Durán y Jimaguayú, y los equivalentes al olistostroma Taguasco que

fueron cortados por el pozo Violeta-1. A la cuenca de deposición de estas formaciones que no tenían una gran profundidad se aportaban sedimentos provenientes de la erosión del relieve elevado del cinturón plegado; su deposición ocurría en zonas de pie de monte, sistemas aluviales y de barreras arrecifales que se profundizaban hacia el norte (Rojas, 1998), como se muestra en la reconstrucción paleogeográfica de la Anexo 6.

Hacia el antepaís profundo llegaban los sedimentos provenientes de la erosión del cinturón plegado y el paleomargen de Bahamas, depositados en la base de un talud dado su carácter de brecha calcárea interdigitada con el banco biostrófico (Quintas, 1982). Esto permite predecir dos zonas fundamentales de aporte con relieve positivo por encima del nivel del mar: en la porción meridional, las rocas del cinturón plegado y en la parte septentrional, el paleomargen de Bahamas, de ahí la bimodalidad de los sedimentos.

En las demás regiones sobre las rocas volcánicas, volcanosedimentarias e inclusive sobre las ofiolitas, se depositaron sedimentos de facies aluvio-marinas costeras a profundas durante el Campaniano Superior-Maastrichtiano. En Cuba centro oriental se encuentran los máximos exponentes del registro sedimentario para esta edad, donde el relieve era desmembrado. Durante el Maastrichtiano el territorio del arco volcánico extinto estaba cubierto por un mar somero donde se desarrolla una plataforma carbonatada con variados ambientes sedimentarios y bióticos (Iturralde-Vinent, 1988). Un elemento epifaunal muy importante en este mar fueron los rudistas, formando distintas asociaciones faunales que pueden ser reconocidas en las rocas depositadas durante este periodo de desarrollo geológico de la región (Rojas, 1998).

Paleogeografía de la Cuenca Central. x

Existen estudios paleogeográficos anteriores realizados en la cuenca (Milián y otros, 1987a; Milián, 1987b) de los que se puede concluir que el desarrollo de la Cuenca Central está ligado al surgimiento de fallas rumbo deslizantes y movimientos de sobrecorrimiento por el buzamiento de fallas de bajo ángulo, lo que provocó la formación de un relieve desmembrado y complejo, con zonas elevadas y hundidas adyacentes con determinado orden marcado por la tectónica.

Durante su evolución campaniense-maastrichtiense la cuenca era estrecha y profunda hacia su porción occidental, rellenándose rápidamente con sedimentos finos de fauna típica de aguas profundas y frías (Sánchez-Arango, 1977; Milián, 1987b). Los bordes de la cuenca y elevaciones en su interior estaban formadas por rocas de la AEF del Arco de Islas Volcánico del Cretácico y en las zonas septentrionales se recibían aportes de las rocas de la sub-AEF de la zona del retroarco-mar marginal. En las plataformas, hacia los bordes de la cuenca, se desarrollaban arrecifes y construcciones biohémicas.

En el Terciario, durante el Paleoceno se depositaron grandes volúmenes de rocas en forma caótica en los sistemas aluviales y de periplataforma, con mezclas de derivados de la erosión de los intrusivos de granitoides y los sistemas carbonatados que se desarrollaban en las zonas elevadas y bordes de la cuenca. En las zonas profundas llegaban los sedimentos transportados por corrientes turbias. En general, el relieve era bastante elevado y las cuencas poco desarrolladas y aisladas, como se muestra en el Anexo 7.

Durante el Eoceno Inferior la sedimentación ocurría en toda la cuenca, pues hoy se reportan sus sedimentos en la inmensa mayoría de los pozos perforados dentro de la misma (Milián, 1987) y se reportan en los bordes de la misma lo que indica que las dimensiones de esta eran mayores. Los sedimentos son fundamentalmente terrígenos-carbonatados conglomeráticos y flyschoides, lo que indica a la par que la fauna encontrada en los mismos que se generaban los detritos en las zonas emergidas que bordeaban la cuenca, y se depositaban en condiciones aluviales, deltas, la plataforma y hasta el talud algo profundo Anexo 8. Hacia el Eoceno Superior la sedimentación se hace más carbonatada, aunque la forma y dimensiones de la cuenca no variaron sustancialmente pues se mantienen los representantes sedimentarios en la mayoría de los pozos perforados y en los bordes de la cuenca. x

Paleogeografía de la Cuenca Vertientes.

A partir de la extensión actual que tienen los afloramientos de las formaciones Vertientes y Florida que se desarrollan de forma continua en largos trechos y discontinua hasta alcanzar desde ciego de Avila a Guaimaro en Camagüey, en la porción meridional del batolito de granitoides y sobre el mismo, nos indica que la extensión de la cuenca era bastante grande, la misma debe tener una parte en estos momentos bajo las aguas del golfo de Ana María pues sedimentos equivalentes a estas formaciones se han reportado en los pozos Tortuga Shoal y Ana María 1 y 2. Esta cuenca se desarrolló como una transición de la cuenca de antepaís a una cuenca marina transportada, debido a la tectónica de las escamas de sobrecorrimiento. Donde el ambiente de sedimentación según los representantes litológicos y sus relaciones estratigráficas era de un margen carbonatado con un desarrollo de barreras arrecifales y zonas de peri-plataforma, representado por los sedimentos de la formación Florida, y zonas de sedimentación hemipelágicas a pelágicas llegando a calcarenitas gradadas y sedimentos de cuencas abiertas, representados por los sedimentos de la formación Vertientes como se muestra en el Anexo 9.

Paleogeografía de la Cuenca Saramaguacán.

Esta cuenca de sedimentación al igual que la de Vertientes, se desarrolló como una cuenca marina a cuesta de los mantos de cabalgamientos que se movían al norte, como se muestra en el

Anexo 10. Lo más notable de esta cuenca es que sus sedimentos indican que la misma se desarrolló en forma de un lago salino aislado, con poca comunicación con el océano. Los potentes espesores de las formaciones que se acumularon dentro de la misma dan idea de la intensidad de los procesos de subsidencia de la cuenca y la gran cantidad de material que llegaba a la misma, pues salvo raras excepciones la mayor parte de la sedimentación ocurría en fondos someros, que en ocasiones llegaban a ser anóxicos dada la presencia de pirita singenéticas, y calizas fosfatadas.

Aproximación a los sistemas petroleros de la AEF de las cuencas de colisión de Cuba Centro-Oriental.

En la formación y conservación de los yacimientos de petróleo y gas intervienen un conjunto de elementos y factores que varían con el tiempo y en dependencia de las condiciones concretas de cada región, estando entre los más importantes: las características de la constitución y desarrollo geológico, las condiciones geoquímicas existentes y su evolución, la relación colector-sello en la formación de los diferentes tipos de trampas y de acumulaciones y las condiciones hidrogeológicas, (Magoon y Dow, 1994). Estos factores y elementos no deben ser analizados aisladamente, sino que deben interrelacionarse para llegar a conclusiones válidas sobre las condiciones de formación de los yacimientos de hidrocarburos, que están en un alto grado en relación directa con las perspectivas gasopetrolíferas, la calidad de los hidrocarburos y con las regularidades de la distribución de las acumulaciones industriales en área y profundidad, por lo que dichas condiciones de formación adquieren un peso notable a la hora de definir el potencial y las posibilidades reales de descubrir yacimientos.

A partir de esta filosofía se ha llegado a establecer las concepciones de los sistemas petroleros como sistemas naturales compuesto por elementos tales como las rocas madres, los colectores, la cobertura sedimentaria, los sellos; y procesos como la generación, transformación y migración del petróleo (Maggon y Wallace, 1994). Los estudios sobre los sistemas petroleros son utilizados en la exploración para el desarrollo de una interpretación, que integra los procesos de generación, migración y acumulación del petróleo y poder evaluar la oportunidad de exploración (Smith, 1994). En esta sección nos proponemos realizar una revisión de las posibilidades y potencialidades del sistema de cuencas de antepaís cubano y las cuencas transportadas estudiadas para contener acumulaciones industriales de petróleo y gas.

Tomando como base la hipótesis de orgánica migratoria para explicar la formación de petróleo y gas en la naturaleza se impone como primer objeto a analizar las posibilidades y posibles rocas madres en que se generó el petróleo y el gas; que usualmente pero no siempre aparecerán

acumulados en rocas sedimentarias, y no necesariamente en los límites de una cuenca (Magoon y Dow, 1994) como ocurre en las acumulaciones que se encuentran dentro de la Cuenca Central en rocas volcánicas y volcanosedimentarias. Las manifestaciones que se encuentran en los bordes de la Sierra de Cubitas y dentro de la Sierra de Camaján entre otras. Pero que necesariamente han debido desarrollarse en una secuencia con características de roca madre (Tissot y Welte, 1984, Smith, 1994) y que a su vez delimitan la extensión del sistema petrolero, dado por las manifestaciones de hidrocarburos y yacimientos de petróleo y gas provenientes de ella (Downey, 1994).

La existencia de rocas generadoras de petróleo en diferentes AEF del archipiélago cubano, es un hecho demostrado (Pairazian y otros, 1975; Simonenko, y otros, 1985; López y otros, 1992, López y otros, 1993; Navarrete y otros, 1993), ver Tabla I esta parte del reconocimiento de las cantidades de carbono orgánico total en las muestras y el potencial de generación de hidrocarburos, como evidencias instrumentales y de laboratorios de las capacidades de generación de hidrocarburos, además existe todo un conjunto de yacimientos y denuncias de manifestaciones de petróleo sólido, líquidos y gaseosos (Linares y otros, en prensa) que demuestran la existencia de rocas madres en las diferentes cuencas y zonas que hoy se exploran.

Las rocas madres del sistema petrolero del sistema de cuenca de antepaís están ligadas a las secuencias de la AEF del Paleomargen de Bahamas y según los estudios las de mejor perspectiva son las de las sub-AEF Placetas y Camajuaní (López y otros, 1993). Dentro del conjunto de cuencas generadas a partir del desarrollo del proceso de colisión existen un conjunto de secuencias con características litológicas y geoquímicas, que pueden ser consideradas potenciales rocas madres (Pairazian y otros, 1975; López y otros, 1993).

En la región de estudio los trabajos geoquímicos indican una pertenencia de los petróleos encontrados en los yacimientos en explotación -Pina, Cristales- dentro de la Cuenca Central a las rocas madres del paleomargen de Bahamas, esto es lógico si consideramos la obducción de las secuencias carbonatadas del margen pasivo por las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias del arco extinto, pero no se puede precisar hasta donde se extienden estas secuencias en profundidad y por debajo de las ofiolitas y el arco e incluso, si son los últimos metros reportados en el pozo Jatibonico 78 pertenecientes a las mismas o parte de las secuencias metamórficas del Escambray. En los modelos evolutivos del Caribe (Ross y Scotese, 1988), se consideran las secuencias carbonatadas metamorizadas del Escambray como similares a las afloradas en el norte de Cuba (Ross y Scotese, 1988; Hutson, 1998) pudiendo entonces ser parte de la roca madre dentro del sistema petrolero; sin embargo hay evidencias de tipo geológicas, petrográficas y de los datos de la perforación de Cabaiguán IX, que indican que no existe continuidad de estas

TABLA I: Contenido de materia orgánica en posibles rocas madre de Cuba, modificado de López y otros, 1993.

UNIDAD	FORMACION	EDAD	COT* max %	TIPO DE MATERIA ORGANICA
ROSARIO	POLIER	K_1^{b-w}	3.74	I - II
	SABANILLA	K_1	14.90	I - II
COLORADOS	MABUYA	$J_3^1 - K_1^{al}$	6.47	II
REMEDIOS	PALENQUE	$K_1^a - K_2^{cm}$	1.32	II
CAMAJUANI	TROCHA	J_3^{km-t}	13.59	II
	MARGARITA	K_1^{b-br}	7.48	II
PLACETAS	CONSTANCIA	J_3^{km-t1}	3.64	III
	CIFUENTES	J_3^{t2-3}	13.82	II - II _s
	RONDA	K_1^{b-v}	1.86	II
	MORENA	K_1^{b-br}	10.70	II

* Carbono orgánico total

secuencias por debajo de las ofiolitas hasta las porciones más meridionales de Cuba. Pero la ausencia de manifestaciones de petróleo en superficie en las zonas meridionales de Cuba centro oriental (Linares y otros, en prensa) indican la existencia de rocas generadoras en profundidad; aunque en la porción sur occidental de la Cuenca Central y de las cuencas Vertientes y Ana María, la roca madre no está definida con certeza debido a que los pozos no han llegado a las secuencias cretácicas carbonatadas que pudieran definir el paleomargen de Bahamas obducido por las ofiolitas y las rocas del arco volcánico; pero si se han reportado varios cientos y hasta mil metros de rocas arcillosas con alto contenido de materia orgánica, que le dan carácter de una potencial roca madre.

Según los resultados de las investigaciones geológicas realizadas en la Sierra Maestra también, se detectó la presencia de argilitas con materia orgánica en la formación Palma Mocha, consideradas como pertenecientes a depósitos de antearco en la cuña de acreción, que de estar presente en profundidad al sur de Ciego de Avila y Camagüey, puede ser también potenciales rocas madres.

El análisis de las secuencias que tengan características de rocas colectoras para los sistemas petroleros en las cuencas estudiadas, es de particular importancia, ya que están vinculadas a los procesos de exploración de los yacimientos, sirven para establecer los criterios fundamentales en la división de la columna estratigráfica, en las correlaciones y conocer las diferentes variaciones litológico-faciales en la cuenca.

Para las cuencas estudiadas las diferentes variaciones faciales y las probadas acumulaciones de petróleo dentro de la Cuenca Central en los colectores fracturados de las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias, así como las acumulaciones que se explotan dentro de los conglomerados del Campaniano-Maastrichtiano y del Eoceno en algunos yacimientos dan prueba fehaciente de que se tienen las condiciones de porosidad y permeabilidad natural dentro de los colectores en las cuencas para contener acumulaciones industriales de petróleo.

Así tenemos que de forma general dentro de todas las cuencas aparecen la secuencia terrígeno-carbonatadas y carbonatadas terrígenas del Paleógeno, con potentes espesores de conglomerados y areniscas, los espesores conglomeráticos y flyschoides del Cretácico superior y para todas las cuencas con excepción de la de antepaís están desarrolladas sobre las secuencias volcánicas sedimentarias del arco. Esto permite asegurar la existencia de buenos colectores dentro de las rocas que se han depositado en las cuencas de interés en la región centro oriental de Cuba.

Otros de los elementos de gran importancia al estudiar y definir un sistema petrolero está relacionado con la calidad y extensión de los sellos locales y regionales, que en última instancia definen la extensión del sistema petrolero (Downey, 1994).

Si es posible reconocer estratigráfica o tectónicamente la existencia de sellos regionales sobre una roca madre y buenos reservorios, esto producirá un buen control de las acumulaciones genéticamente relacionadas. En las cuencas que estudiamos existen sellos de calidad probada dentro de la Cuenca Central, sin embargo no existen evidencias de su existencia en el sistema de cuenca de antepaís, aunque pueden ser consideradas las características de las transformaciones que sufren las rocas serpentinizadas y sus deformaciones tectónicas en el proceso de emplazamiento, que pueden llegar a darle características de un sello efectivo frente a determinados tipos de petróleos.

En las cuencas transportadas como Saramaguacán y Vertientes existen grandes posibilidades de tener una cobertura sellante de tipo regional para las cuencas en cuestión pues tienen abundantes y potentes facies de arcillas y margas, con pocos deformaciones tectónicas.

Las rocas de cobertura es uno de los cuatro elementos esenciales de los sistemas petroleros, pues sobreyacen y aíslan la roca madre, los sellos y los colectores. La presencia o ausencia de las rocas de cobertura afectan un número importante de procesos físicos que se desarrollan dentro de los sistemas petroleros. En las cuencas analizadas estas rocas le sirven de cobertura fundamentalmente a los colectores y sellos en las cuencas Central, Saramaguacán y Vertientes y deben proteger las acumulaciones existentes de la biodegradación. Algo que se debe tener en cuenta al evaluar el potencial de las cuencas es la reducción de porosidad debido a la compactación por el peso de la columna petroestática que le generan las rocas de cobertura, pero en el caso que nos ocupa es poco probable grandes pérdidas de porosidad por estos conceptos pues la potencia de estas rocas no es muy grande.

Uno de los aspectos más importantes que se tiene en cuenta cuando se evalúan las rocas de cobertura están ligados a los flujos de calor que se forman por el enterramiento de las rocas madres bajo los sedimentos de cobertura. En las cuencas transportadas como Vertientes y Saramaguacán, donde pueden existir espesores de arcillas con contenidos de materia orgánica -kerógenos- capaces de generar petróleo y en la Cuenca Central donde estos espesores son mayores y mejor conservados las secuencias de coberturas pueden haber protegido de los escapes de calor y provocar el aumento de las temperaturas a niveles de generación de petróleo.

En el caso de la cuenca de antepaís es reconocido que este papel lo jugó las ofiolitas en su emplazamiento sobre las secuencias con altos contenidos de materia orgánica, que existían en el paleomargen en las sub-AEF Placetas y Camajuani. †

Las trampas están referidas como toda anomalía geológica, cuyo origen sea tectónico, estratigráfico, litológico, que da al techo del almacén, comprendido en su sentido más amplio de zona donde porosidad y permeabilidad desaparecen y que adaptan una forma cóncava hacia la

base, que permita significantes acumulaciones de petróleo y gas (Levorsen, 1967; Biddle y Wielchowsky, 1994).

En nuestro sector, las trampas más probables son las tectónicas, o combinaciones tectónicas-stratigráficas, que puede asociarse fundamentalmente a entrampamientos contra fallas, discordancias y cambios litofaciales. El conjunto de trampas se debe haber desarrollado fundamentalmente a partir de los procesos de colisión que afectaron al conjunto de rocas estudiadas y generadas en el mismo; aunque estas deben haber sufrido una posterior modificación sustancial provocada por los movimientos tectónicos del periodo de desarrollo de la plataforma actual. x

Los procesos de generación y migración del petróleo en las cuencas, según los estudios realizados están ligados a la obducción de las principales secuencias de rocas madres durante el desarrollo del proceso de colisión y acreción al paleomargen de Bahamas. y

De todo lo anterior podemos deducir que el momento crítico y más favorable para la generación de petróleo y migración de los hidrocarburos, estuvo durante el desarrollo de la A.E.F. de cuencas transportadas; y el petróleo debe de haber migrado de a lo largo de la formación generadora y con una migración horizontal en las rocas de la AEF del paleomargen, puesto que se piensa que la roca madre es al mismo tiempo roca-almacén (López y otros, 1993). Pero han existido fuertes migraciones de tipo vertical hacia las rocas de los mantos de cabalgamiento y las rocas sinorogénicas, como lo demuestra las acumulaciones de petróleo en los yacimientos de la Cuenca Central y las manifestaciones de petróleo en las ofiolitas y rocas volcánicas en las demás cuencas de la región centro oriental (Linares y otros, en prensa). z

Sobre la base de todo este conjunto de elementos y procesos analizados podemos concluir que existen condiciones para el desarrollo de sistemas petroleros que están unidos a la evolución del proceso de colisión oblicua que genero el sistema de cuencas de antepaís; y las cuencas transportadas asociadas a el, más el sistema petrolero que existe dentro de la Cuenca Central todos incluidos en la AEF de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario. Todos estos sistemas petroleros en la actualidad han sufrido modificaciones a partir del desarrollo tectónico durante el proceso de plataformización que pueden haber modificado en parte las características de las trampas y por ende de las acumulaciones de petróleo, como se puede observar en la carta de eventos elaborada Anexo 11. aa

El sistema petrolero de mayor certeza es el que se desarrollo en la cuenca de antepaís y dentro de la cuenca Central porque existe una correlación de las acumulaciones de petróleo y manifestaciones superficiales con las rocas madres de la AEF del Paleomargen de Bahamas, los sistemas de las cuencas transportadas pueden considerarse a partir de sus evidencias geológicas

como especulativos, dado la no correlación con roca madre probada de las manifestaciones de petróleos reportadas.

Conclusiones.

El proceso de orogenia responsable del desarrollo del cinturón plegado-fallado cubano, es una respuesta a la interacción en los límites compresivos de placas, debido a la compleja interacción entre las placas Suramericana, del Protocaribe y Norteamericana, periodo en el que se inician los procesos de colisión oblicua entre la AEF del Arco de Islas Volcánico del Cretácico y una porción del margen pasivo meridional de la Placa Norteamericana -AEF del Paleomargen de Bahamas.

El reconocimiento de las diferentes paleoestructuras tectónicas que actuaron y se conjugaron en el periodo Campaniano Superior-Eoceno Superior en que se desarrolla la AEF de las cuencas de la colisión Mesozoico-Terciario, es de suma importancia para explicar el desarrollo del cinturón plegado cubano y los procesos de generación, las vías de la migración del petróleo y la conservación de las acumulaciones.

A partir del Campaniano Superior se registran los primeros conglomerados erosionados del cinturón plegado, los cuales se prolongan en su sedimentación hasta el Maastrichtiano Superior. Los movimientos tectónicos del Terciario temprano, heredan y desarrollan el patrón de tectónica compresional oblicua. La sedimentación ocurría en los pie de montes y sistemas aluviales que descendían a las cuencas transportadas asociadas con los movimientos de cabalgamiento y al sistema de cuenca de antepaís. »

En el Eoceno la sedimentación se comienza a aislar en las cuencas transportadas, desarrollada a partir de la transición desde la cuenca de antepaís. En el registro estratigráfico entre el Eoceno Inferior y el Eoceno Medio-Superior, aparecen facies gruesas que prueban la actividad tectónica que se desarrollaba. Las deformaciones tanto de las secuencias del Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano como las del Eoceno Inferior al Eoceno Medio parte alta, son prácticamente semejantes, las rocas como regla yacen suavemente con bajos ángulos de buzamiento, aunque algo dislocadas en las zonas de fallas.

Los estudios paleogeografía de la Cuenca Central muestran que la misma presentaba un relieve desmembrado y complejo, con zonas elevadas y hundidas adyacentes con determinado orden marcado por la tectónica. La cuenca marina de Vertientes se desarrolló como una transición de la cuenca de antepaís a una cuenca marina transportada, donde se desarrollaba un margen carbonatado con barreras arrecifales, zonas de periplataforma, y zonas de sedimentación

hemipelágicas a pelágicas llegando a profundidades donde se sedimentaron calcarenitas gradadas y sedimentos de cuencas abiertas.

Los estudios de la paleogeografía de la Cuenca Saramaguacán indican que la misma se desarrolló en forma de un lago salino aislado, con poca comunicación con el océano, rodeada por elevaciones de alturas medias con pendientes moderadas a altas.

La existencia de rocas generadoras de petróleo en diferentes AEF del archipiélago cubano es un hecho demostrado, esto parte del reconocimiento de las cantidades de carbono orgánico total en las muestras y el potencial de generación de hidrocarburos; las secuencias conglomeráticas, arenosas siliciclásticas y carbonatadas depositadas en las cuencas desarrolladas en la AEF de la cuenca de colisión son buenos colectores y existen a su vez importantes espesores de facies arcillosas que permiten la existencia de sellos regionales y locales. En general los elementos y procesos del sistema petrolero están interrelacionados y permiten concluir que la AEF de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario fue favorable para la generación y conservación de petróleo.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones.

Recomendaciones.

Conclusiones.

La sistematización por Asociaciones Estructuro Formacionales, queda definida para Cuba Centro Oriental de la siguiente forma:

- AEF del Paleomargen de Bahamas, reconociendo que afloran en Cuba Centro Oriental las sub-AEF Cocos, Remedios y Placetas.
- AEF del Paleomargen Suroccidental del Bloque de Yucatán metamorfizada.
- AEF del Arco de Isla Volcánico del Cretácico, reconociendo aflorando la sub-AEF del retroarco-mar marginal.
- AEF de las Cuencas de Colisión del Mesozoico Terciario.
- AEF de la Neoplataforma.

Los inicios del proceso de colisión entre el Arco de Islas Volcánico extinto, las ofiolitas septentrionales y el paleomargen de Bahamas se ubican en el Campaniano Superior-Maastrichtian; relacionado con la convergencia oblicua entre las placas de Norteamericana y el Protocaribe, en que se desarrolla el cinturón orogénico transpresivo. En los ambientes como el que se estudia, es común el desarrollo de sobrecorrimientos y movimientos rumbo deslizantes, como resultado inevitable del avance de las escamas tectónicas, apareciendo en estos ambientes cuencas desarrolladas a lo largo de los sistemas de fallas de deslizamientos por el rumbo, cuencas transportadas al dorso de los sistemas de sobrecorrimientos y el sistema de cuencas de antepaís.

El registro estratigráfico de la AEF de las cuencas de colisión de Cuba Centro Oriental aparece dentro de cuatro cuencas principales que la constituyen que son: Cuenca Central -tensional-, Cuenca Vertientes -transportada-, Cuenca Saramaguacán -Tensional- y Cuenca Senado, - antepaís-, en la se propone en estas investigaciones la Fm. El Cercado como una unidad estratigráfica informal.

Las investigaciones realizadas permitieron establecer el sistema de cuenca de antepaís a partir del Campaniano-Maastrichtiano en la región centro oriental como parte del cinturón orogénico cubano. Para la depozona cuña superior que aflora y ha sido cortada por las perforaciones, en la región de Cuba Centro Oriental, se acumularon los sedimentos conglomeráticos flyschoides que

se reconocen en las formaciones Camaján, Eloisa, Durán y Jimaguayú. En la depozona del antepaís profundo, los sedimentos más características para la región investigada pertenecen a las formaciones Embarcadero y Lesca. El lugar que ocupa el levantamiento lejano es difícil de localizar por las modificaciones tectónicas y erosivas sufridas, y sobre la depozona del levantamiento se concluye que es muy prematuro dar conclusiones sobre ella, pues la misma está desarrollada dentro de la cuenca marina del Canal Viejo de Bahamas y más lejano.

El desarrollo de la AEF de las Cuenca de Colisión del Mesozoico Terciario, en Cuba Centro Oriental, está marcado a partir de las deposiciones de las facies arcillosas-lutíticas-arenosas de la fm. Guayos que indican los primeros estadios de una removilización tectónica, que coincide con el inicio del desarrollo del levantamiento, erosión y plegamiento del cinturón orogénico cubano. El posterior desarrollo del sistema se sigue a través del tiempo por el registro sedimentario de las diferentes cuencas estudiadas en la región Centro Oriental de Cuba, es importante destacar que existe una continuidad en el registro estratigráfico del sistema.

El proceso de orogénesis responsable del desarrollo del cinturón plegado-fallado cubano, es una respuesta a la interacción en los límites compresivos de placas, existiendo compleja interacción entre las placas Suramericana, del Protocaribe y Norteamericana, en el periodo en el que se inician los procesos de colisión oblicua entre la AEF del Arco de Islas Volcánico del Cretácico y una porción del margen pasivo meridional de la Placa Norteamericana -AEF del Paleomargen de Bahamas.

El reconocimiento de las diferentes paleoestructuras tectónicas que actuaron y se conjugaron en el periodo Campaniano Superior-Eoceno Superior en que se desarrolla la AEF de las Cuenca de la Colisión Mesozoico-Terciario, es de suma importancia para explicar el desarrollo del cinturón plegado cubano y los procesos de generación, las vías de la migración del petróleo y la conservación de las acumulaciones.

A partir del Campaniano Superior se registran los primeros conglomerados erosionados del cinturón plegado, los cuales se prolongan en su sedimentación hasta el Maastrichtiano Superior. Los movimientos tectónicos del Terciario temprano, heredan y desarrollan el patrón de tectónica compresional oblicua. La sedimentación ocurría en los pie de montes y sistemas aluviales que descendían a las cuencas transportadas asociadas con los movimientos de cabalgamiento y al sistema de cuenca de antepaís.

En el Eoceno la sedimentación se comienza a aislar en las cuencas transportadas, desarrollada a partir de la transición desde la cuenca de antepaís. En el registro estratigráfico entre el Eoceno inferior y el Eoceno Medio-Superior, aparecen facies gruesas que prueban la actividad tectónica que se desarrollaba. Las deformaciones tanto de las secuencias del Cretácico Superior

Campaniano-Maastrichtiano como las del Eoceno Inferior al Eoceno Medio parte alta, son prácticamente semejantes, las rocas como regla yacen suavemente con bajos ángulos de buzamiento, aunque algo dislocadas en las zonas de fallas.

Los estudios paleogeográficos de la Cuenca Central muestran que la misma presentaba un relieve desmembrado y complejo, con zonas elevadas y hundidas adyacentes con determinado orden marcado por la tectónica. La cuenca marina de Vertientes se desarrolló como una transición de la cuenca de antepaís a una cuenca marina transportada, donde se desarrollaba un margen carbonatado con barreras arrecifales, zonas de periplataforma, y zonas de sedimentación hemipelágicas a pelágicas con sedimentos de cuencas abiertas.

Los estudios de la paleogeografía de la Cuenca Saramaguacán indican que la misma se desarrolló en forma de un lago salino aislado, con poca comunicación con el océano rodeada por elevaciones de alturas medias con pendientes moderadas a altas.

La existencia de rocas generadoras de petróleo en diferentes AEF del archipiélago cubano es un hecho demostrado, esto parte del reconocimiento de las cantidades de carbono orgánico total en las muestras y el potencial de generación de hidrocarburos; las secuencias conglomeráticas, arenosas silicoclásticas y carbonatadas depositadas en las cuencas desarrolladas en la AEF de la cuenca de colisión son buenos colectores y existen a su vez importantes espesores de facies arcillosas que permiten la existencia de sellos regionales y locales. En general los elementos y procesos del sistema petrolero están interrelacionados y permiten concluir que la AEF de cuencas de la colisión tienen un sistema petrolero probado dentro de las Cuenca Central y de antepaís, mientras que para las cuencas transportadas es especulativo.

Recomendaciones

Seguir perfeccionando el modelo evolutivo del Caribe, pues por lo general los que existen no tienen en cuenta parte de las peculiaridades del desarrollo geológico de Cuba; llegándose incluso a contradicciones con la evolución geológica de Cuba.

Es importante señalar que el grado de conocimiento geológico actual de las particularidades de la génesis, petroquímica y mineralogía de las secuencias de las ofiolíticas septentrionales en Cuba y en la región de estudio en particular, no están del todo esclarecidas y su solución es de suma importancia para tener más elementos sobre la evolución y polaridad del Arco de Isla Volcánica Cretácico y los procesos metalogénicos que acompañan a las ofiolitas.

Es de suma importancia continuar los trabajos de dataciones de las diferentes formaciones del registro sedimentario, para eliminar dudas sobre las correlaciones entre las secuencias rocosas.

Así como la precisión de los límites y características de las unidades del Olistostroma Teguaseo y sus equivalentes.

Las relaciones entre las formaciones Florida y Verientes es necesario seguir las investigando, tanto como la precisión en la determinación de sus contenidos fosilíferos. Dentro de la Cuenca Saramaguacán es importante continuar los estudios tectónicos de la misma por la interrelación que existe entre los movimientos transpresivos a nivel local; así como la relación con las ofiolitas que circundan la cuenca en su porción occidental, pues no han sido reportadas dentro de los sedimentos que se acumulan en su sección Terciaria.

Es también muy importante continuar los estudios geoquímicos en las potenciales rocas madres para la región meridional de Cuba, por el bajo grado de conocimiento que se tiene de ellas; y según las características y evidencias geológicas la zona perteneciente a la cuenca del Golfo de Ana María y de Guacanayabo son importantes zonas para la prospección de hidrocarburos.

Por último queremos hacer un llamado de atención sobre la protección y cuidado de la información geológica, en ocasiones insustituible como la que se genera y se pierde en una mala descripción o extravío de los registros de los pozos de perforación.

BIBLIOGRAFIA.

1. Anderson, T., y Schmidt, V. (1983) The evolution of middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94. 941-966.
2. Albear, J. F., y Iturralde-Vinent, M. (1985) Estratigrafía de las provincias de La Habana. En: *Contribución a la geología de las provincias de la Habana y Ciudad Habana*. IGP (ed). Academia de Ciencias de Cuba. 12-54 p.
3. Alvarez-Castro, J., (1994) Evaluación del potencial de exploración del Bloque No. 21. Región noreste de la Cuenca Central. CUPET. Majagua. (inedito).
4. Alvarez-Castro, J., García, R., Segura, R. y Valladares, S. (1998) Historia geológica del desarrollo de las rocas del margen continental del Dominio Las Villas basada en la evolución sedimentaria de la paleocuenca. En: *Geología y Minería'98*. Memorias. Volumen I. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología.(ed). Cuba. 20-23 p.
5. Arche, A. (1989a) Análisis de facies y de cuencas sedimentarias. En: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.), C.S.I.C., Madrid, 1: 13-49.
6. Arche, A. (1989b) Relaciones entre sedimentación y tectónica. En: *Sedimentología* (A. Arche, Ed.) C.S.I.C., Madrid, 2: 431-487.
7. Arzhevsky, G., García, R., y Rodríguez, R. (1980) Constitución geológica y perspectivas gasopetrolíferas de la plataforma marina de Cuba y sus mares adyacentes. *Minería en Cuba*, 6(1). 21-35 p.
8. Ball, M., Martin, R., Bock, W., Sylvester, R., Bowles, R., Taylor, r., Coward, E., Dodd, J., y Gilbert, L. (1985) Seismic structure and stratigraphy of the northern edge of the Bahamas-Cuban collision zone. *AAPG. Bull.* 69(8). 1275-1342.
9. Biddle, K., y Cristine-Blick, N. (1985) Strike-slip deformation basin formation and sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 37, 386 pags.
10. Biddle, K., y Wielchowsky, C. (1994) Hydrocarbon trap. En: *The petroleum system. From source to trap*. Magoon, L., y Dow, W. (eds). *AAPG Memoir* 60. 219-235.
11. Bond, G., y otros. (1988) Evidence for formation of a flexural backarc basin by compression and crustal thickening in the central Alaska Peninsula. *Geology*. 16. 1147-1150.
12. Boyer, S., y Elliot, D. (1982) Thrust System. *AAPG. Bull.* 66(9). 1196-1230.
13. Bralower, T., e Iturralde-Vinent, M. (1997) Micropaleontological dating of the collision between the North American Plate and the Greater Antilles Arc in Western Cuba. *Research Reports. Palaios*, 12, 133-150.

14. Brown, M. (1998) Ridg-trench interactions and high T-low-P metamorphism, with particular reference to the Cretaceous evolution of the Japanese Island. En: What drives metamorphism and metamorphic reactions?. Treloar, P., y O'Brien, (eds), Geological Society., London, Special Publication. 138. 137-169.
15. Blanco, J y Proenza, J. (1994) Terrenos tectonoestratigráficos en Cuba oriental. Revista Minería y Geología. 3.
16. Blanco, J., y Guerra, R (1997) Estratigrafía y Tectónica del Sector La Rosa. Rev. Minería y Geología. Vol. XIV. 2. 45-46
17. Blanco, J. (1998) Sistematización Tectonoestratigráfica de Cuba Centro Oriental. En: Segunda Conferencia Internacional sobre Geología de Cuba, El Golfo de Mexico y el Caribe Noroccidental. Universidad de Pinar del Rio. (ed). Cuba
18. Blanco, J y Figüeras, M. (1996) Yacimiento Reforma. Reporte Técnico. (inedito) Fondo UPEP Majagua. Ciego de Avila.
19. Bois, C., y otros. (1982) Global geologic history and distribution of hydrocarbon reserve. AAPG Bull, 66(9). 1248-1270
20. Brito Neves, B de. (1995) Cratons e faixas movies. Boletín IG. USP. Serie Didáctica. 1. 187 p.
21. Bush, V. A. y Sherbacova, I N., (1986) New data on the deep tectonics of Cuba. Geotectonics. 20(3). 24-43
22. Burbank, D., Puigdefabregas, C., y Muñoz, J. (1992) The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. Bull. Geol. Soc. Am., 104, 1101-1120
23. Butler, R. W. H., (1982) The terminology of structures in the thrust belt. Journal of structural Geology. 4. 239-245.
24. Byrne, D., y otros. (1985) Muertos trough subduction: microplate tectonic in the northern Caribbean?. Nature. 317. 420-421.
25. Cáceres, D. (1998) Diferentes fases deformacionales en la porción más meridional de Sierra de los Organos. En: Geología y Minería'98. Memorias. Volumen I. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología(ed). Cuba. 89-92 p.
26. Cobiella, J. (1978) Una melange en Cuba Oriental. Rev. La Minería en Cuba. 4. 46-51.
27. Cobiella, J. (1984) Curso de Geología de Cuba, Editorial Pueblo y Educación, Cuba. 114 p.
28. Cobiella, J. (1988) El volcanismo paleogénico cubano. Apuntes para un nuevo enfoque. Revista Tecnológica. 18(4). 25-32.

29. Cobiella J. L. (1998) Una panorámica de los sistemas Jurásicos y Cretácicos de Cuba. En: Geología y Minería'98. Memorias. Volumen II. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología (ed). Cuba. 274-276 p.
30. Cobiella-Reguera, J. (1998) The Cretaceous system in Cuba-an overview. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1997(3-6). 431-440. Stuttgart.
31. Colombo, F. (1994) Normal and reverse unroofing sequence in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*, 22. 235-238
32. Coogan, J. C. (1992) Structural evolution of piggyback basins in the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt. En : *Regional Geology of Eastern Idaho and Western Wyoming*. P. K. Link, M. A. Kentz y L. B. Platt (eds), *Mem. Geol. Soc. Am.*, 179. 55-81
33. Cook, F. A., y otros (1998) Tectonic delamination and subcrustal imbrication of the Precambrian lithosphere in northwestern Canada mapped by LITHOPROBE. *Geology*, 26(9). 839-842
34. Crespo, E. (1997) Análisis estratigráfico del Oligoceno en Cuba Oriental. Tesis de maestría. ISMM. 79 p.
35. Caver, G. A., y McCaplin, J. P. (1996) Paleoseismology of compressional tectonic environments. En, *Paleoseismology*. McCaplin, J. P., (ed). New York. Academic Press. 183-220.
36. DeCelles, P. G., y Hertel, F. (1989) Petrology of fluvial sands from the Amazonian foreland basin, Peru and Bolivia. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 101, 1552-1562
37. DeCelles, P. G., Tolson, R., Graham, S., Smith, G., Ingersoll, R., White, J., Schmidt, C., Rice, R., Moxon, I., Lemke, L., Handschy, J. Follo, M., Edwards, D., Cavazza, W., Caldwell, M., y Bargar. (1987) Laramide thrust-generated alluvial fan sedimentation, Sphinx Conglomerate, southwestern Montana. *AAPG Bull.* 71. 135-155
38. DeCelles, P. G. (1994) Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming. *Bull. geol. Soc. Am.*, 106. 32-56
39. DeCelles, P. G., y Giles, K. A. (1996) Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, Blackwell Science. 105-123
40. Dewey, J., (1976) Ophiolites obduction. *Tectonophysics*, 31. 93-120
41. Dewey, J., y Bird, J. (1970) Mountains belt and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Research*, 75. 2625-2647.

42. Díaz, C., Furrázola, G., e Iturralde-Vinent, M. (1992) Estratigrafía del banco carbonatado Cretácico del área Cuba norte-Las Bahamas. *Minería y Geología*. 3(3). 19-32.
43. Díaz-Díaz, J., (1989) Relieve. en *Nuevo atlas nacional de Cuba*. Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de Cuba. Madrid.
44. Díaz-Collell, M., y Viviers, M., Sánchez-Arango, J. (1998) Estudios taxonómicos y bioestratigráficos de las asociaciones de ostracodos de formaciones del Cretácico tardío en Cuba central. En: *Geología y Minería '98. Memorias. Volumen II*. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología (ed). Cuba. 277-280 p.
45. Díaz-Cisneros., L., (1989) Clima. en *Nuevo atlas nacional de Cuba*. Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de Cuba. Madrid.
46. Díaz de Villalvilla, L., Dilla, M., (1985). Proposición para una división de la llamada Formación Toba. (Provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus). *Serie Geológica del CIG*. (1). 133 - 149
47. Dickinson, W. R. (1974) Plate tectonics and sedimentation. *Spec. Publ. SEPM*, 22,1-27
48. Donnelly, T. (1989) Geologic history of the Caribbean and Central America. En: *The geology of North America-an overview*. Bally, A., y Palmer, A. (eds). Boulder. Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, vol. A. 299-231.
49. Downey, M. (1994) Hydrocarbon seals rocks. En: *The source rock to traps*. Magoon L., y Wallace, G. (eds). AAPG Memoir , 60. 159-164. Tulsa
50. Draper, G., y otros (1994) Hispaniola. En: *Caribbean Geology an introduction*. Donovan, S. K.; Jackson, T. A.(eds).Jamaica. 129-150
51. Draper, G., y otros (1994a) Geologic province of the Caribbean region. En: *Caribbean Geology an introduction*. Donovan, S. K.; Jackson, T. A.(eds). Jamaica. 3-12
52. Draper, G., y Barros, J. A. (1994b) Cuba. En: *Caribbean Geology an introduction*. Donovan, S. K.; Jackson, T. A.(eds), Jamaica. 65-86
53. Draper, G., y otros (1996) Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal?. *Geology*. 24(12). 1143-1146
54. Draper, G., y Gutiérrez-Alonzo, G. (1997) La estructura del cinturón de Maimón en la Isla de Hispaniola y sus aplicaciones geodinámicas. *Rev. Soc. Geol. España*, 10(3-4). 79-97.
55. Duncan, R., y Hargraves, R. (1984) Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. En: *The Caribbean South-American plate boundary and regional*

tectonics. Bonini, W., Hargraves, R., y Shagam, R. (eds). Geol. Soc. Am. Memoir, 162. 81-84.

56. Echevarría, B., Talavera, F., Tchounev, D., e Iordanov, I. (1986) Petrografía y geoquímica de las vulcanitas de la región Guaimaro-Las Tunas (Cuba). Ciencias de la Tierra y del Espacio. 11. 27-36. ACC. La Habana.
57. Echevarría-Rodríguez, G., Hernández-Pérez, G., Lopez-Quintero, L., Lopez-Rivera, J., Rodríguez-Hernández, R., Sánchez-Arango, R., Socorro-Trujillo, R., Tenreiro-Pérez, R., y Yparraguirre-Pena, J. (1991) Oil and Gas exploration in Cuba. Journal of petroleum Geology. 14 (3). 259 - 274
58. Echevarría-Rodríguez, G. (1987) Análisis bibliográfico. Regiones y yacimientos del mundo con tectónica de sobrecojimiento. MIMBAS-CIDP. 179
59. Ellis, S., Fullsack, P., y Beaumont, C. (1995) Oblique convergence of the crust driven by basal forcing: Implications for length-scale of deformation and strain partitioning in orogens. Geophysical Journal International, 120. 24-44.
60. Fernández, G., Blanco, S., (1986) Bioestratigrafía de los depósitos del Cretácico superior Campaniano-Maastrichtiano del Yacimiento Cristales. Serie Geológica., 1. 72-101.
61. Fonseca, E., Zelepuguin, V., y Heredia, M. (1984) Particularidades de la estructura de la asociación ofiolítica en Cuba. Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio (9). 31-46. ACC. La Habana.
62. Fonseca, E., y otros. (1985) Structure of the ophiolite association of Cuba. Geotectonic. 19. 321-329.
63. García, D., González, R., Delgado, R. (1986) Paleógeno de Cuba, unidades en el nuevo mapa geológico de Cuba 1: 500 000 (primera parte). Serie Geológica. 2. 31-54.
64. García, M., Carralero, N., Proenza, J., y Blanco, J. (1996) Condiciones Paleotectónicas y de Sedimentación de la formaciones Sabaneta y Vígía según el modelo de una Cuenca de Retroarco. Rev. Minería y Geología. Vol. XIII. 1. 13-18
65. Gealey, W. (1980) Ophiolite obduction mechanism.. En: 1979 International Ophiolite Symposium Proceedings. Panayiotou, A. (ed) 228-234. Cyprus Geological Survey. Nicosia.
66. Giaramita, M. (1998) Petrologically diverse basalt from a fossil oceanic forearc in California: The Lamada and Black Mountain remnants of the Coast Range ophiolite. GSA Bulletin; 110(5). 553-557.

67. Guerra, R. (1996) Estudio tectónico-estratigráfico del Sector La Rosa. Trabajo de diploma. ISMM. 65. Moa.
68. Harding, T. (1990) Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls. *AAPG*. 74(10). 1590-1609
69. Hatten, C., Schooler, O., Giedt, N., Meyerhoff, A. (1958) Geology of central Cuba, eastern Las Villas and western Camagüey provinces. (inedito): Fondo geológico del Ministerio de Industrias Básica, La Habana.
70. Hatten, C., Somin, M., Millan, G., Renne, P., Kistler, R., y Mattinson, J. (1988) Tectonostratigraphic units of central Cuban. En: *Trans. Carib. Geol. Conf. 11 th.* Barker, L.(ed). 35. 1-35. Barbados.
71. Honza, E. (1983) Evolution of arc volcanism related to marginal sea spreading and subduction at trench. En: *Arc Volcanism: physics and tectonic. Proceedings of a 1981 IAVCEI Symposium.* Shimozuru, D. and Yokoyama, I.(eds). Terra Scientific Publishing Company. Tokyo. 177-189
72. Horton, B. (1998) Sediment accumulation on top of the Andean orogenic wedge: Oligocene to late Miocene basins of the Eastern Cordillera, southern Bolivia. *GSA Bulletin*. 110(9). 1174-1192
73. Horton, B., y DeCelles, P. (1997) The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*. 25(10). 895-898.
74. Hutson, F., y otros (1998) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of simple muscovite grains in Jurassic siliciclastic rock (San Cayetano Formation): Constraints on the paleoposition of western Cuba. *Geology*. 26(1). 83-86
75. Ida, Y., (1983) Thermal and mechanical processes producing arc volcanism and back-arc spreading. en *Arc Volcanism: physics and tectonic. Proceedings of a 1981 IAVCEI Symposium.* Shimozuru, D. and Yokoyama, I (eds). Terra Scientific Publishing Company. Tokyo. 165-175
76. Iturralde-Vinent, M., Thieke, H. y otros. (1986) Informe final sobre los resultados del levantamiento geológico complejo y las búsquedas acompañantes a escala 1:50 000 en el Polígono CAME III, Camagüey, 1981-1987 (inedito). Fondo Geológico Nacional, La Habana, 1500 p.
77. Iturralde-Vinent, M., Tchounev, D., Cabrera, R., y otros. (1981) Geología del territorio de Ciego-Camagüey-Las Tunas: Resultados de las investigaciones científicas y del

levantamiento geológico escala 1:250 000. Academias de Ciencias de Cuba y Bulgaria. (inedito). ONRM. La Habana. 940 p.

78. Iturralde-Vinent, M., y Mari, T. (1988) Toleitas del Tithoniano de la Sierra de Camaján, Camagüey: Posible datación de la corteza oceánica. *Rev. Tecnológica*. XVIII(1). 25-32.
79. Iturralde-Vinent, M. (1995) Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba. *Bol., Soc. Venezolana de Geól.*, 20(1-2). 75-80
80. Iturralde-Vinent, M. (1996) Introduction to Cuban Geologic and Geophysics. En: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. Iturralde-Vinent, M.(ed) Miami. Florida. 83-120
81. Iturralde-Vinent, M. (1994) Cuban geology: A new plate tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology*. 17(1). 39-70
82. Iturralde-Vinent, M. (1997) Sinopsis de la constitución y evolución geológica de Cuba. (Inedito)
83. Jones, C. (1998) Lithospheric gravitational potential energy and past orogenesis: Implications for conditions of initial basin and range y Laramide deformation. *Geology*; .26(7). 639-642
84. Jones, P. B., (1996) Triangle zone geometry, terminology and kinematics. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. 44(2).
85. Kelsey, H. M., y otros (1998) Paleoseismology of an active reverse fault in a forearc setting: The Poukawa fault zone, Hikurangi forearc, New Zeland. *GSA Bulletin*. 110(9). 1123-1148
86. Khudoley, K., y Meyerhoff, A. (1971) Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *GSA Mem.* 129. 199 p.
87. Kingston, D., Dishroon, C., y Williams P. (1983a) Global basin classification system. *AAPG Bulletin*, 67. 2175-2193.
88. Kingston, D., Dishroon, C., y Williams P. (1983b) Hydrocarbon plays and global basin classification. *AAPG Bulletin*, 67. 2194-2198.
89. *Léxico estratigráfico de Cuba*. (1988) Instituto Cubano de Geología y Paleontología. La Habana
90. Linares, E. (1978) posibilidades gasopetrolíferas del horst Jatibonico-Rubio-Cometa y Yacimiento Catalina en la depresión central cubana. Trabajo de diploma. ICT. ISMM. Moa. 178 p.
91. Linares, E., Hernández, I., y Yero, M. (1997) Las manifestaciones superficiales y someras de hidrocarburos y aguas sulfurosas en Cuba: sus relaciones con las unidades tectonoestratigráficas y yacimientos gasopetrolíferos. (en prensa)

92. Lapierre, H., Dupuis, V., Mercier de Lépinay, B., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R., Hernández, J., y Loubet, M. (1997) Is the lower Duarte igneous complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume-generated oceanic plateau?. *The Journal of Geology*, 105. 111-120
93. Laure, D., (1994) Puerto Rico and the Virgin Islands. En: *Caribbean Geology an introduction*. Donovan, S. K.; Jackson, T. A.(eds), Jamaica. 151-165.
94. Levorsen, A (1967) *Geology of petroleum*. Second Edition. Ed. W. H. Freeman and Company. San Francisco. 724 p.
95. López, J., Campos, P., Navarrete, L., y Príncipe, M. (1993) Rocas madres de Cuba. (reporte no publicado) CEINPET. Cuba., 6 p.
96. Linares, E y otros. (1985) Mapa Geológico de Cuba. Escala 1:500 000. 4 Hojas. (ed) ICGC.
97. López-Rivera, J., y otros. (1994) Caracterización geólogo petrolífera. Bloque No. 23. CUPET. Majagua. (inédito).
98. Lundgre, P., y Russo, R. (1996) Finite element of crustal deformation in the North America-Caribbean boundary zone. *Journal of Geophysical*. 101(35)
99. MacKay, P., Varsek, J., Kubli, T., Dechesne, R., Newson, A., y Reid, J. (1996) Triangle zones and tectonic wedges: an introduction. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. 44(2). 1-1-1-5
100. Magoon, L., y Wallace, D. (1994) The petroleum system. En: *The source rock to traps*. Magoon L., y Wallace, G. (eds). AAPG Memoir 60, Tulsa. 3-24.
101. Malfait, B., y Dinkleman, M. (1972) Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83. 251-272.
102. Mann, P., Lewis, J. y Draper, G. (1991) An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. *Geological Society of America, Special Paper*. 262. 1-28.
103. Mann, P., Taylor, F., Lawrence, E., y Ku, T. (1995) Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideway motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*. 246. 1-69
104. Martínez E., Sorá, A., y García, R. (1998) Constitución geólogo-estructural en la porción centro-occidental de la Cuenca California según datos geofísicos. En: *Geología y Minería'98. Memorias. Volumen I*. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología(ed). Cuba. 404-407
105. Marton, G., y Buffler, R. (1993) Application of simple shear model to the evolution of passive continental margins of the Gulf of Mexico basin. *Geology*, 21. 495-498
106. Maximov, S., y otros (1985) Mapa Tectónico de Cuba. Escala: 1:500 000. 4 Hojas. (ed) ICGC.

107. McCaffrey, R., y Nabelek, J. (1984) The geometry of back arc thrusting along the eastern Sunda arc, Indonesia: constraints from earthquake and gravity data. *Jour. Geophys. Reseaarch.*, 89. 6171-6179.
108. McCaffrey, R., y Nabelek, J. (1998) Role of oblique convergence in the active deformation of the Himalaya and Southern Tibet plateau. *Geology.* 26(8). 691-693.
109. Meyerhoff, A., y Hatten, C. (1968) Diapiric structures in Central Cuba. *AAPG Memoir* 8. 315-357.
110. Meyerhoff, A., y Hatten, C. (1974) Bahamas salient of North America; tectonic framework, stratigraphy and petroleum potencial. *AAPG Bull.* 58(6). 1201-1239.
111. Miall, A. D., (1978) Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other non-marineparalic sedimentary basins. *Canadian Journal of Earth Sciences.* 15. 1613-1632
112. Miall, A. D., (1984) Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag, New York. 490 p.
113. Milián, G. (1986) Estratigrafía del área Catalina, Cuenca Central, basado en datos del subsuelo. *Serie Geológica.* 1. 18-30.
114. Milián, G., y otros. (1987a) Análisis, generalización y evaluación de las posibilidades gasopetrolíferas de la Cuenca Central y elaboración de recomendaciones sobre los trabajos de prospección geológica. CUPET. Majagua. (inedito). 37 p.
115. Milián, E (1987b). Caracterización de las facies colectores y sellos, y su distribución areal para los depósitos Cretácico-Paleógenos de la Cuenca Central de Cuba. (inedito) Fondo UPEP Majagua. Ciego de Avila (inedito). 215 p.
116. Milián, E (1989). Análisis formacional de la Cuenca Central de Cuba. *Revista Tecnológica.* 1.
117. Millán, G., y Somin, M. (1981) Litología, Estratigrafía, tectónica y metamorfismo del Macizo del Escambray. Academia. La Habana. 104 p.
118. Millán, G. y Somin, M. (1985) Condiciones geológicas de la constitución de la capa granítico - metamórfica de la corteza terrestre de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, Ciudad Habana.
119. Millán, G., Pérez, C., y García, D. (1998) El cinturón orogénico en Cuba central. En: *Geología y Minería'98. Memorias. Volumen I.* CNIG. Instituto de Geología y Paleontología(ed). Cuba. 423-426
120. Molnar, P., y Sykes, L. (1969) Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80. 1639-1684.

121. Moore, E. (1982) Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geophys. And Space Phys.*, 20.735-760.
122. Morris, A., y otros. (1990) Tectonic evolution of the Caribbean region; alternative hypothesis. En: *The Caribbean region: Geology of North America*. Dengo, G., y Case, J.(eds). Vol. H, Boulder. Colorado. Geol. Soc. America. 433-457.
123. Mossakovsky, A., y otros (1988) Mapa geológico de Cuba escala 1: 250 000. Academia de Ciencias de Cuba. Instituto de Geología de la URSS(ed). H-2111
124. Navarrete, L., Campos, P., y López, J. (1993) Origen de los petróleos cubanos a partir del estudio de los marcadores biológicos. (reporte no publicado) CEINPET. Cuba
125. Nixon, G., Johnston, A., y Martin, R. (1997) Nature and origin of primitive magmas at subduction zones. *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, part 2.
126. Oliva, G., y otros. (1989) Nuevo atlas nacional de Cuba. Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de Cuba. Madrid.
127. Ori, G., y Friend, P. (1984) Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*. 12.475-478
128. Orue-Etxebarria, X. (1985) Descripción de dos nuevas especies de foraminíferos planctónicos en el Eoceno costero de la Provincia de Biskaia. *Revista Española de Micropaleontología*. V. XVIII(3). 467-477.
129. Pairazian, V., y Larkin, V., Kachalov, Y., Kleimenov, V., Kuznetsov, V., Ovsianikov, V., Jotintseva, L., Martínez, A., y Paula, R. (1975) Estudio de los petróleos, gases, aguas y bitúmenes de los depósitos mesocenoicos de la República de Cuba y su plataforma marina (no publicado). La Habana. CNFG. Cuba
130. Pardo, M., (1996) Zonación gravimagnética y modelo físico-geológico conceptual del cinturón plegado cubano. En: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. Iturralde-Vinent(ed). Miami, 70-82.
131. Pérez, R., y Triff, J. (1998) Observaciones sobre la relación estratigráfica de las "Calizas Bacuranao" con las formaciones Vía Blanca y Peñalver. En: *Geología y Minería'98*. Memorias. Volumen I. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología(ed). Cuba. 579-582
132. Peters, K., y Cassa. M. (1994) Applied source rock geochemistry. En: *The petroleum system. From source to trap*. Magoon, L., y Wallace, G. (eds). AAPG Memoir 60, Tulsa. 93-120
133. Postuma, J. (1971) *Manual of planktonic foraminifera*. Elsevier Publishing Company. Amsterdams. 389 p.

134. Pindell, J., y Dewey, J. (1982) Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1. 179-212
135. Pindell, J. (1985) Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbea. *Tectonics*, 4(1). 1-39
136. Pindell, J., Cande, S., Pitman III, W., Rowley, D., Dewey, J., Labrecque, J., y Haxby, W. (1988) A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155. 121-138
137. Pindell, J., y Barrett, S. (1990) Geological evolution of the Caribbean region. A plate tectonics perspective. En: Dengo, G., y Case, I.(eds). *The Geology of North America, DNAG, vol. H. The Caribbean Region*. 405-432. New York (Geol. Soc. Amer.)
138. Pindell, J. L. (1994) Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: *Caribbean Geology an introduction*. Donovan, S. K., Jackson, T. A.(eds). Jamaica. 13-40
- + 139. Piñeiro, E., y otros (1990) Informe sobre los resultados del levantamiento geológico complejo 1:50 000 y sus búsquedas acompañantes del polígono CAME III Camagüey, Sectores Ciego de Avila-Vertientes. Empresa Geológica Camagüey (inedito).
- + 140. Pivnik, D., y Javed, M.(1996) Transition from foreland- to oiggyback-basin deposition, Plio-Pleistoceno Upper Siwalik Group, Shinghar Range, NW Pakistan. *Sedimentology*. 43. 631-646.
- h* 141. Proenza, J. (1997) Mineralizaciones de cromita en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa. Cuba. Ejemplo del Yacimiento Merceditas. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. España. 227 p.
- h* 142. Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., y Bodinier, J.L. (1999) Al-rich and Cr-rich cromitites from Mayarí-Baracoa ophiolite belt (eastern Cuba) as the consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology* (aceptado).
- ✶ 143. Pushcharovsky, Y., y otros (1989) Tectonics of the Republic of Cuba. Explanatory note to the tectonic map of Cuba scale 1:500 000 (en ruso): Ed. Nauka, Moscow, 77 p.
- ✶ 144. Planos-Gutierrez, E., (1989) Hidrografía. en *Nuevo atlas nacional de Cuba*. Instituto de Geografía de la Academia de Ciencias de Cuba. Madrid.
- + 145. Quintas, F., y Cabrera, I. (1982) Informe geológico preliminar de la Cuenca del Río Máximo (parte alta). Hoja Senado 4680-1. Levantamiento geológico a escala 1 : 50 000. (no publicado).

146. Quintas, F. (1989) Análisis estratigráfico y paleogeográfico del Cretácico Superior y del Paleogeno de la Provincia de Guantánamo y áreas cercanas. Tesis doctoral. ISMM. Cuba. 145 p.
147. Quintas, F. (1992) Las asociaciones estructuro formacionales y la prospección geológica. *Minería y Geología*, 3(3). 57-59.
148. Quintas, F., y Blanco, J. (1993) Paleogeografía de la cuenca San Luis y su importancia para la interpretación de la evolución geológica de Cuba Oriental. *Minería y Geología*, 10(3). 3-14
149. Quintas, F., Hernández, M., y Blanco, J. (1994) Origen y evolución del Arco de Islas Volcánicas Sierra Maestra. *Rev. Minería y Geología*. Vol. XI 1. 3-10
150. Rawlinson, A.P. (1998) Geological well report Violeta 1. Block 21. Ciego de Avila. Premier Oil. London., 47.
151. Renne, P., Scott, G., Doppelhammer, S., Linares, E., y Hartgraves, R. (1991) Discordant mid-Cretaceous paleomagnetic pole from the Zaza terrane of Central Cuba. *Geophysical Research Letters*. 18(3). 455-458.
152. Renne, P., Mattinson, J., Hatten, C., Somin, M., Onstott, T., Millán, G., y Linares, E. (1989) ^{40}Ar - ^{39}Ar and U-Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville age) continental crust in North Central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research*. 42. 325-341.
153. Reyes, O., Perea, C., y Hernández, J. (1998) Caracterización lito-geofísica del corte del yacimiento Pina. En: *Geología y Minería'98. Memorias. Volumen I. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología(ed). Cuba. 599-602.*
154. Rodríguez, D. (1996) Generalización tectono-estratigráfica del Yacimiento Pina. (inedito) CICT. ISMM. Moa. 50 p.
155. Rojas, R. (1998) Facies marinas costeras en sedimentos carbonatados del Maastrichtiano en Ciego de Avila, Cuba Central. En: *Geología y Minería'98. Memorias. Volumen I. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología(ed). Cuba. 638-641*
156. Rojas, R. y Nuñez, K. (1998) Análisis secuencial ciclicidad y modelo paleoambiental de la turbidita eocénica Vertientes, sur de Camagüey, Cuba centro oriental. En: *Geología y Minería'98. Memorias. Volumen II. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología(ed). Cuba. 642-645*
157. Rosencrantz, E. (1996) Basement structure and tectonics in the Yucatan Basin. En: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. Iturralde - Vincent(ed). Miami. 36-47.*

158. Ross, M., y Scotese, C. (1988) A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155. 139-168
159. Sánchez-Arango, J. (1977) Estudio bioestratigráfico del pozo Catalina No. 5. *Minería en Cuba*. 3(4). 15-26.
160. Sánchez, J., Tenreyro, R., Socorro, R., Blanco, S., y Brey, D. (1998) Relaciones cuenca plataforma en el paleomargen continental Bahamas-Cuba: estratigrafía, sedimentogénesis y paleogeografía. En: *Geología y Minería'98. Memorias. Volumen II. CNIG. Instituto de Geología y Paleontología*(ed). Cuba. 312-314.
161. Sawyer, D., Buffler, R., y Pilger, R. Jr. (1991) The crust under the Gulf of Mexico basin in Salvador. En: *The Gulf of Mexico Basin. Salvador, y otros*(eds). Boulder. Colorado. GSA. *The Geology of North America. Vol J.* 53-72.
162. Schott, R., y Johnson, C., (1998) Sedimentary record of the late Cretaceous thrusting and collapse of the Salinia-Mojave magmatic arc. *Geology*. 26(4). 327-330
163. Seeber, L., y Pecher, A. (1998) Strain partitioning along the Himalaya arc and the Nanga Parbat antiform. *Geology*, 26(9). 791-794
164. Segura, R., Hernández, B., y Brey, D. (1988) La extinción de la actividad del arco volcánico del Cretácico en la Cuenca Central de Cuba. *Revista Tecnológica*. 18(3). 25-29
165. Sengör, A. (1991) Plate tectonics and orogenic research after 25 year: Synopsis of a Tehyan perspective. *Tectonophysics*. 187. 315-344
166. Speed, R., y Joyce, J. (1990) Cretaceous tectonic complex St. Croix. En: *Transaction of the 12th Caribbean Geological conference St. Croix*. Lauren, D., y Draper, G(eds). V.S. Virgin Island. 301-313
167. Smith, D., (1988) A review of the peculiar mineralogy of the "Norwegian coesite - eclogite Province, with crystal - chemical, petrological, geochemical and geodinamical notes and an extensive bibliography in eclogites an eclogites facies rocks. Elsevier, Amsterdam.
168. Smith, J. (1994) Petroleum system logic as an exploration tool in frontier setting. En: *The petroleum system. From source to trap*. Magoon, L., y Wallace, G. (eds). AAPG Memoir 60, Tulsa. 25-50.
169. Suppe, J. (1985) *Principles of structural geology*. Printece-Hall, New Jersey, 537 p.
170. Sykes, L. (1982) Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and the implications for earlier Cenozoic Movements, *J. Geophys. Res.* 87. 10656-10676.

171. Talavera, F., Echevaria, B., Tchounev, D., Ianev, S., y Tzankov, T. (1986) Características generales del vulcanismo en la región Ciego de Avila-Camagüey-Las Tunas (Cuba). *Ciencias de la Tierra y del Espacio*. 11. 15-26.
172. Tankard, A. (1986) Depositional response to foreland deformation in the Carboniferous of Eastern Kentucky. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 70, 853-868
173. Tchounev, D., Echevaria, B., y Talavera, C. (1986) Sobre la presencia de lavas toleíticas en la región Guaimaro-Las Tunas (Cuba). *Ciencias de la Tierra y del Espacio*. 11. 3-14
174. Tissot, B., y Welte, D. (1984) *Petroleum formation and occurrence*. Editorial Springer-Verlag Alemania. 699 p.
175. Uchupi, J. (1990) Cuencas de pull-apart en el Caribe. *Geofísica Internacional*, 2.
176. Vera, J., (1994) *Estratigrafía principios y métodos*. Editorial Rueda. Madrid. 488 p.
177. Villaseñor, (1995) *Sismicidad y tectónica en el límite de placas del Caribe; nordeste de Venezuela e Hispaniola*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. España.
178. Wallace, M. (1956) *Geologic report on the Francisco area of the Trans-Cuban concession southern Camaguey Province, Cuba*. (no publicado) Fondo Geológico Camagüey.
179. Yardley, B. (1990) *An introduction to metamorphic petrology*. Longman scientific and technical. Jhon Wiley and Sons Inc. New York.

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DE LA CUENCA CENTRAL.

ANEXO No. 1

Secreto

Ejemplar # 6
Hoja # 137

PERIODO	EPOCA	EDAD	3 POT.	CUENCA CENTRAL FORMACIONES	FACIES	A E F										
NEOGENO	Mioceno			Fm. Paso Real		NEOPLATAFORMA										
				PALEOGENO	Oligoceno				Fm. Chambeas							
									Fm. Tamarindo							
									Eoceno	Superior	300 - 250	Fm. Arroyo Blanco	Fm. Marroqui	Terrigeno Carbonatado Arcilloso		
												Medio	250 - 200	Fm. Zaca	Fm. Vertientes	Terrigeno Arcilloso Carbonatado
														Inferior	170 - 150	Fm. Loma Ignara
												Paleoceno	Superior			300 - 700
									Inferior							
											CRETACICO	SUPERIOR	Camp. Masa. - 200 - 700			Fm. Eloisa
									INFERIOR	- 110						
Offolitas serpentinizadas		sub-AEF Retroarco Mar Marginal														

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DE LA CUENCA VERTIENTES

PERIODO	EPOCA	EDAD	POT. m	Cuenca Vertientes	FACIES	AEF
NEOGENO				Fm. Paso Real		Neoplatформа
PALEOGENO	OLIGOCENO			Hiato		
	EOCENO	Sup.		Fm. Vertientes	Areno-Arcillosa Carbonatada	
		Medio	~ 70 + 300	Fm. Florida		
		Inferior				
	PALEOCENO			Hiato		
CRETACICO	SUPERIOR	Maas.		Fm. Jimaguayú	Terrigeno Arcillosa Carbonatada	
		Cam.	~ 30 ~ 150	Fm. Durán		
		Sant.				
		Con.				
		Tur.				
		Cen.				
	INFERIOR	Alb.				
		Apt.				
		Neoc.				
				Arco de Islas Volcánico Cretácico		
				Cuencas de la Colisión Mesozoico-Terciario		

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DE LA CUENCA SARAMAGUACAN

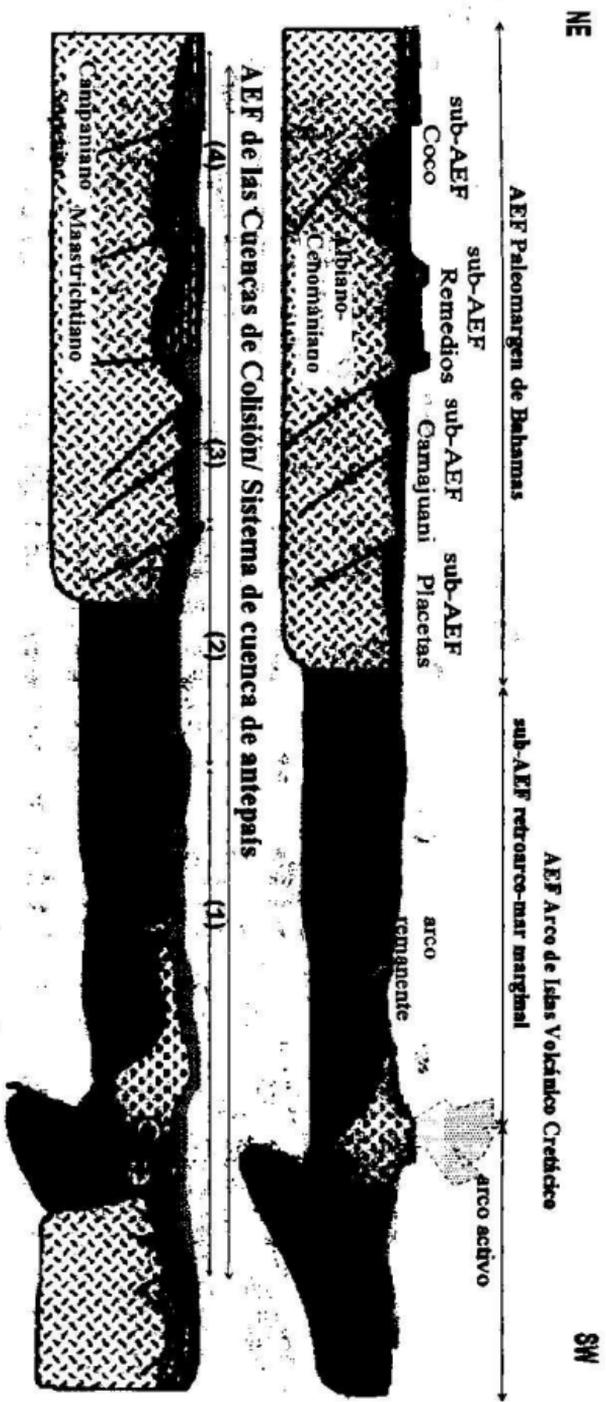
PERIODO	EPOCA	EDAD	POT.	C. Saramaguacán	FACIES	AEF	
NEOGENO				Fm. Magantilla		Neoplatформа	
	OLIGOCENO			Hiato			
PALEOGENO	EOCENO	Sup.	240 ~ 270 800	Fm. Saramaguacán	Areno- Arcillosa Carbonatada	Cuencas de la Colisión Mesozoico-Terciario	
		Medio		Fm. Maraguán			
		Inferior					
	PALEOCENO			Olitostroma equivalente Fm Taguasco			
CRETACICO	SUPERIOR	Maas.	~ 30	Fm. Durán	Terrieno Arcillosa	Arco de Islas Volcánico Cretácico	
		Cam.		Mb. Lugareño			
		Sant.					
		Con.					
		Tur.					
	Cen.						
	INFERIOR	Alb.					
		Apt.					
		Neoc.					

ANEXO No 4

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DE LA CUENCA SENADO.

PERIODO	EPOCA	EDAD	POT. (m)	Cuenca Senado	FACIES	AEF
NEOGENO						Neoplatформа
PALEOGENO	OLIGOCENO			Fm. Nuevitas		Cuenca de la Colisión Mesozoico-Terciario
	EOCENO	Sup.	240 ~ 270	Ofiolitas	Fm. Senado	
		Medio		Fm. El Cercado	Terrígeno Carbonatada	
		Inferior	800	Fm. Lesca		
	MIOCENO			Fm. Embarcadero		
			Hiato			
CRETACICO	SUPERIOR	Maas.		Fm. Purio		
		Cam.				
		Sant.				
		Con.				
		Tur.				
	INFERIOR	Cen.	Fm. Vilató			
		Alb.	Fm. Palenque			
		Apt.				
		Neoc.				
		JURASICO	SUP.	Thit.		

MODELO DEL DESARROLLO DEL SISTEMA DE CUENCA DE ANTEPAIS

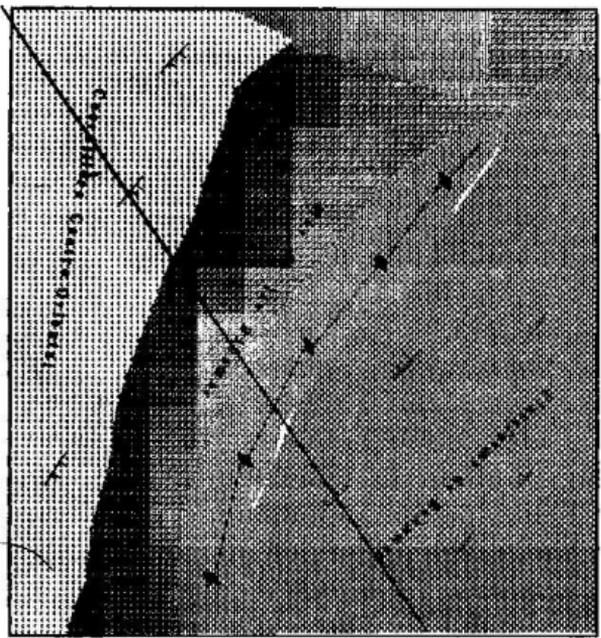


- (1) Cuña Superior (Fm. Via Blanca, Fm. Peñalver, Fm. Eloisa, Fm. Duran, Fm. Presa Jimaguayú)
- (2) Antepais Profundo (Fm. Colorados, Fm. Luigarda, Fm. Amaro, Fm. Camaján)
- (3) Levantamiento Lejano
- (4) Translevantamiento

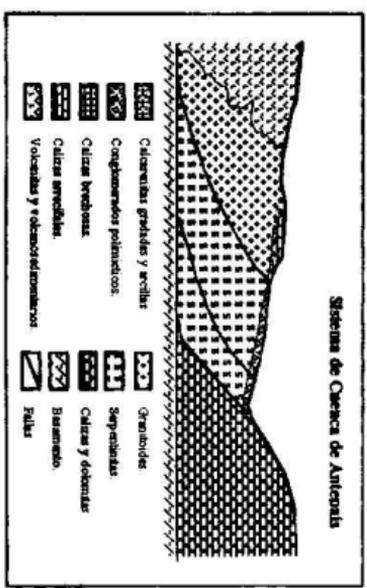
modificado de Iurralde-Vinent, 1996

ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO Y PERFIL DEL DESARROLLO MESOZOICO-TERCIARIO PARA LA REGION DE CUBA CENTRO ORIENTAL.

A



-  Plataforma continental
-  Elevación antepaís
-  Cuenca marina profunda
-  Cordillera plegada
-  Cuenca marina, berfices a dorsal
-  Lavamiento



MAPA PALEOGEOGRAFICO DEL CAMPANIANO-MAASTRICHTIANO.
CUENCA CENTRAL. PORCION SUROCCIDENTAL.



- | | | | | | | | |
|--|--------------------|--|---------------------|--|-----------------------|--|------------------------|
| | Tierras elevadas | | Playas y plataforma | | Abanicos de deyección | | Mares profundos |
| | Nerítico arrecifal | | Talud | | Isopacas | | Pendientes |
| | | | | | | | Plataforma carbonatada |

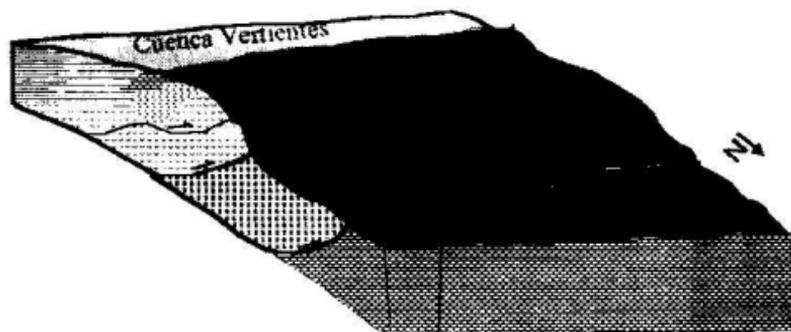
jibaro2

MAPA PALEOGEOGRAFICO DEL EOCENO, CUENCA CENTRAL, PORCION SUROCCIDENTAL



(SIMBOLOGIA EN ANEXO 7).

BLOQUE DIAGRAMA Y AMBIENTE DE SEDIMENTACION ESQUEMATICOS, DEL DESARROLLO PALEOGEOGRAFICO DE LA CUENCA VERTIENTES



Norte

CUENCA VERTIENTES

Sur

Arrecifes

Nivel del mar

Peri-plataforma-talud

Calizas hemipelágicas-Pelágicas

Caloarenitas gradadas

Margen

la Plataforma

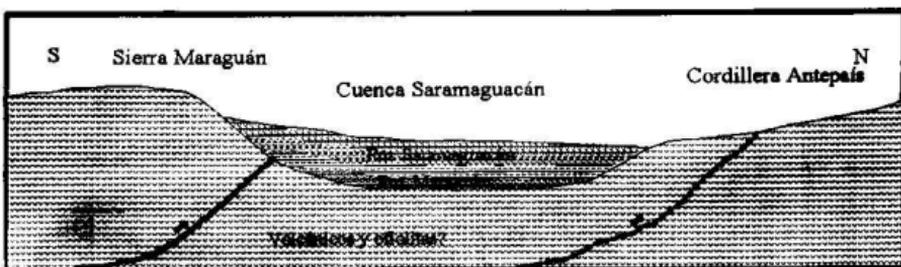
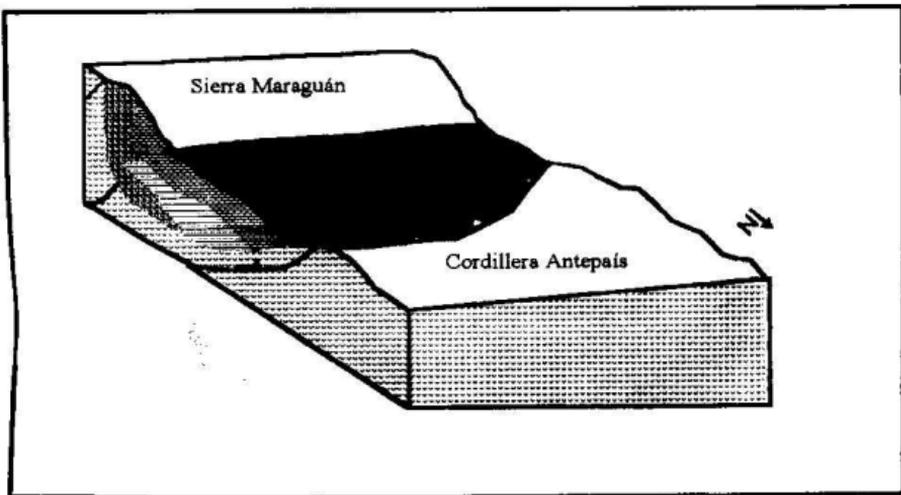
Talud

Cuenca

Em. Florida

Em. Vertientes

**BLOQUE DIAGRAMA Y AMBIENTE DE SEDIMENTACION
ESQUEMATICOS, DEL DESARROLLO PALEOGEOGRAFICO DE LA
CUENCA SARAMAGUACAN.**



CARTA DE EVENTOS MOSTRANDO LA RELACION ENTRE LOS ELEMENTOS Y PROCESOS
 ESENCIALES DEL SISTEMA PETROLERO DE LA AEF DE LAS CUENCAS DE COLISION
 MESOZOICO-TERCIARIA.

