

UNIVERSIDAD DE PINAR DEL RÍO
" HERMANOS SAÍZ MONTES DE OCA"
Facultad de Geología y Mecánica
Departamento de Geología

Tesis por la opción al Grado Científico de Doctor en Ciencias Geológicas

Título: CARACTERÍSTICAS MICROESTRUCTURALES DE LAS SECUENCIAS DEL JURÁSICO SUPERIOR – CRETÁCICO Y SU RELACIÓN CON LA POTENCIALIDAD DE HIDROCARBUROS EN LA PARTE ORIENTAL DE SIERRA DEL ROSARIO.

Autor: Carlos Enrique Cofiño Arada

-Pinar del Río, 2002-

“Año de los Héroes Prisioneros del Imperio”

AGRADECIMIENTOS

Un trabajo de esta magnitud sólo puede llegar a un feliz final si en él convergen muchos elementos, sin los cuales difícilmente una sola persona podría lograr los resultados esperados. He tenido la dicha de contar con el apoyo de instituciones, excelentísimos compañeros y amigos a los que hoy quiero agradecer por el apoyo incondicional brindado.

En primer lugar quiero destacar que me siento muy agradecido de los consejos, recomendaciones y ayuda recibida de mi tutor Dr. Dámaso Cáceres Govea que en todo momento me ha apoyado y a la vez ha sido el primer crítico en este trabajo.

Además quiero agradecer a mis compañeros de la UPR, a todos los profesores del Departamento de Geología que de una forma u otra han estado al tanto de este trabajo y me han brindado su apoyo en los momentos necesarios, debo resaltar la ayuda aportada por los colegas Robert Ramírez Hernández, Elmidio Estévez Cruz y los doctores Jorge L. Cobiella Reguera, José Francisco Lastra Rivero y Esther María Cruz Gámez, por su paciencia en la revisión y apoyo incondicional.

En lo personal deseo expresar mi agradecimiento a todos aquellos colegas y amigos que han compartido sus conocimientos en largas jornadas de trabajo durante estos años, a los de la brigada de geología Pinar, muy especialmente al Dr. René Fernández de Lara, los

compañeros del CEINPET Orelvís Delgado, Carlos Sosa y al Dr. Juan Guillermo López, por facilitarme la información e intercambiar criterios que han sido de un considerable valor.

Agradezco igualmente las oportunidades brindadas por otros especialistas y direcciones administrativas de la Empresa Geominera de Pinar del Río, ONRM de Pinar del Río, CEINPET, al poner a mi disposición informaciones sin las cuales resultaría muy difícil la culminación de este trabajo.

En el plano afectivo un agradecimiento muy especial a mi familia, por la paciencia y el amor que me han ofrecido en los momentos más difíciles y por estar siempre pendientes de mis necesidades.

A todos mi eterno agradecimiento.

A mis hijos Yaniset y José Carlos

A mi Esposa

A mi familia.

A mis amigos

ÍNDICE

Páginas

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	3
CAPÍTULO I. CARACTERÍSTICAS FÍSICO GEOGRÁFICAS DE LA REGIÓN. GEOLOGÍA REGIONAL.	7
1.1 Ubicación Geográfica.	7
1.1.1 Relieve y Particularidades Geomorfológicas.	7
1.1.2 Condiciones Climáticas.	8
1.1.3 Vegetación.	8
1.1.4 Red Hidrográfica.	9
1.2 Historia de las Investigaciones Anteriores.	9
1.3 Geología de la Sierra del Rosario y áreas adyacentes	16
1.3.1 Estratigrafía	17
1.3.2 Tectónica.	25
1.3.3 Magmatismo.	32

CAPÍTULO II. METODOLOGÍA DE LOS TRABAJOS.	35
2.1 Algunos conceptos básicos y definiciones.	35
2.1.1 Tipos de Grietas	35
2.1.2 Micropliegues.	35
2.1.3 Relación entre esquistosidad, lineación y plegamiento	37
2.1.4 Reglas de utilización de la esquistosidad de los pliegues.	38
2.1.5 Fallas de sobreempuje.	39
2.1.6 Fallas de desgarre.	39
2.2 Métodos de procesamiento.	40
 CAPÍTULO III. DESCRIPCIÓN GEÓLOGO - ESTRUCTURAL POR PERFILES Y PUNTOS EN EL ÁREA.	 41
3.1 Descripción del perfil AA' (Rio Bayate).	41
3.1.1 Estructuras Plicativas del perfil AA'.	45
3.1.2 Estructuras Disyuntivas del perfil AA'.	46
3.2 Descripción del perfil BB' (Río San Juan)	46
3.2.1 Estructuras Plicativas BB'.	49
3.2.2 Estructuras Disyuntivas BB.	49
3.3 Descripción del perfil CC' (Río San Francisco).	50
3.3.1 Estructuras Plicativas CC'.	53
3.3.2 Estructuras Disyuntivas CC'.	54
3.4 Descripción del perfil DD' (Río San Claudio).	54
3.4.1 Estructuras plicativas DD'.	57
3.4.2 Estructuras Disyuntivas DD'.	57
3.5 Descripción de puntos en el área.	57

CAPÍTULO IV. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LA INVESTIGACIÓN.	65	
4.1 Interpretación de la información micritectónica por perfiles.	65	
4.1.1 Perfil AA' (Río Bayate).	65	
4.1.2 Perfil BB' (Río San Juan).	67	
4.1.3 Perfil CC' (Río San Francisco).		69
4.1.4 Perfil DD' (Río San Claudio).	71	
4.2 Interpretación de los resultados del trabajo en el área.	72	
4.3 Características internas de los nappes en la parte oriental de la Sierra del Rosario.	74	
4.4 Relación con hidrocarburos.	78	
CAPÍTULO V. MODELO EVOLUTIVO Y CONSIDERACIONES SOBRE POTENCIALIDAD DE HIDROCARBUROS EN LA REGIÓN.	82	
5,1 Modelo Evolutivo	82	
5,2 Posición actual, características de la estructura profunda de la Sierra del Rosario y su similitud con la UTE Placetas en Cuba central.	92	
CONCLUSIONES.	97	
RECOMENDACIONES.	99	
BIBLIOGRAFÍA BÁSICA.	100	
OTRA BIBLIOGRAFÍA UTILIZADA	108	

RESUMEN.

En el presente trabajo se exponen las características geólogo-estructurales de las diferentes secuencias carbonatadas, desarrolladas en la parte oriental de la Sierra del Rosario, a partir de la información de los datos adquiridos durante la realización del trabajo de campo y el análisis e interpretación de la información preexistente.

Las secuencias han sido estudiadas a lo largo de cuatro perfiles convenientemente distribuidos en el área, así como numerosas observaciones de afloramientos, lo que permite presentar el mapa geológico a escala 1:100 000 (Martínez et al., 1994) modificado y un mapa donde se relaciona la presencia de hidrocarburos con la estructura geológica; además, se obtiene un mapa detallado a escala 1: 25 000 de una porción de la Sierra del Rosario, donde se observan claramente las características geológicas de sus unidades que por sus dimensiones no pueden ser correctamente analizadas en mapas de escalas pequeñas. Estos mapas fueron confeccionados utilizando como base el SIG ILWIS, lo que facilita incorporar y/o corregir cualquier información para aumentar el grado de estudio de la zona.

A partir del análisis microtectónico se determinaron las direcciones fundamentales de los esfuerzos que provocaron el desbalance tectónico en la región, los que poseen orientación noroeste entre los 300° y 310°, posteriormente rotados según las manecillas del reloj hasta alcanzar, debido a condiciones regionales, una orientación noreste entre los 30° y 45°.

Las mediciones estructurales y las observaciones de diferentes indicadores cinemáticos en los límites meridionales y septentrionales de la Sierra del Rosario, permiten reinterpretar ambos contactos. El

funcionamiento de la falla Pinar se explica como una estructura tipo strike slip sinestral en sus inicios, mientras hacia el final de su desarrollo se va transformando en una falla normal. En su límite norte se mapearon las secuencias de la subzona Bahía Honda sobrecorriendo las de la subzona El Rosario y elementos cinemáticos que expresan un posterior desplazamiento sinestral a través de dicho contacto.

Con los datos aportados recientemente por diferentes investigadores y los nuevos resultados alcanzados durante la presente investigación, se brinda una nueva versión del modelo evolutivo del territorio y las direcciones fundamentales de la migración de los hidrocarburos en la región, lo que permite la determinación de los posibles reservorios a partir de las características de las estructuras detectadas y la determinación de zonas para la realización de métodos sísmicos. Se establece además la relación del área con Cuba central, donde se localizan los yacimientos de petróleo más importantes del país.

INTRODUCCIÓN.

La Sierra del Rosario constituye la porción más oriental de la Cordillera de Guaniguanico, ocupando gran parte del noreste de Pinar del Río y una pequeña área de la provincia de La Habana. La subzona El Rosario, perteneciente al Cinturón Plegado y Cabalgado Guaniguanico, se desarrolla en toda la parte norte de Pinar del Río.

Muchos han sido los investigadores que le han dedicado parte de su vida al estudio de la geología de esta región, aunque en su momento no pudieron desentrañar todas las complejidades inherentes a su estratigrafía y tectónica. Estas investigaciones, en su mayoría, estuvieron dirigidas a determinar los rasgos macroestructurales y litoestratigráficos de las diferentes secuencias que componen el corte del margen pasivo continental de norteamérica. En relación con la tectónica, fueron evaluadas con bastante exactitud las diferentes unidades de mantos, realizándose una caracterización detallada de cada una de ellas; también fueron precisadas las características de los ambientes de sedimentación, particularidades litológicas y límites de las formaciones geológicas. La mayoría de estos trabajos estuvieron encaminados a la evaluación de la metalogenia con fines prospectivos.

En los últimos años de la década pasada se realizaron algunos trabajos de detalle para precisar las características estructurales del corte de la parte oriental de la Sierra del Rosario, que han servido para esclarecer aspectos relacionados con la tectónica en la parte occidental del territorio cubano. No obstante, debido a lo novedoso de los estudios microtectónicos y sus implicaciones para caracterizar los elementos estructurales en su relación con la potencialidad de hidrocarburos, no fueron utilizados en etapas anteriores, quedando numerosas interrogantes por descifrar que pasarán a ser abordadas en esta investigación.

Problema:

La necesidad de esclarecer desde el punto de vista estructural la geología de la Sierra del Rosario, su posición actual y la naturaleza de sus contactos con el resto de las unidades que se presentan en la parte oriental de la provincia de Pinar del Río, de forma que permita

determinar las características de sus mantos y su relación con posibles zonas de alta perspectiva para la localización de yacimientos de hidrocarburos en la región, lo que constituye un estadio superior del conocimiento y punto de partida para estudios posteriores.

Objeto:

Estructura geológica de la parte oriental de la Sierra del Rosario.

Objetivo General:

Caracterizar el agrietamiento y la geometría del plegamiento que afecta los depósitos del Jurásico Superior – Cretácico Inferior, en los nappes orientales de la Sierra del Rosario.

Explicar la presencia de hidrocarburos en el corte y su relación con zonas petrolíferas de Cuba central.

Objetivos Específicos:

1. Explicar los principales tipos de deformaciones plicativas y disyuntivas en la región, a partir del análisis de las meso y macro estructuras presentes, con especial énfasis en el agrietamiento a nivel regional y las causas de su aparición en el corte.
2. Caracterizar las distintas unidades de mantos tectónicos que se distribuyen en la zona de estudio, tanto desde el punto de vista geométrico como de su composición estratigráfica.
3. Analizar el funcionamiento de la falla Pinar como contacto meridional de la subzona el Rosario.
4. Explicar la posición estructural de la Formación Capdevila en el corte y su relación con el resto de las unidades del Rosario.

5. Interpretar las relaciones entre las zonas Rosario y Bahía Honda, para precisar la naturaleza de sus contactos e implicaciones en la tectónica regional.
6. Establecer la relación entre las unidades estratigráficas de Sierra del Rosario con posibles zonas perspectivas para la prospección de hidrocarburos en la región.

Hipótesis:

Si se determina la dirección de los esfuerzos que provocaron las deformaciones en el área y se demuestra su relación con la presencia de hidrocarburos en afloramientos y muestras, se pueden inferir las principales direcciones de la migración de los hidrocarburos en el corte. Del esclarecimiento de las relaciones existentes entre la Sierra del Rosario y el resto de las unidades que la limitan y a partir del análisis de su posición geotectónica, se pueden precisar las características de sus unidades litoestratigráficas en los diferentes mantos para esta parte de la sierra; todo lo cual permitirá proponer las estructuras geológicas perspectivas para la prospección de hidrocarburos en la región.

Forma parte de este trabajo la confección de perfiles geólogo-estructurales a escala 1: 25 000, en la parte oriental de la Sierra del Rosario, con el objetivo de determinar el comportamiento de las unidades que en ella se desarrollan. Los perfiles se han realizado siguiendo los cursos de los ríos (Bayate, San Juan, San Francisco y San Claudio), para lograr obtener la mayor cantidad de afloramientos posibles, donde se han procesado cerca de 3500 mediciones de grietas, planos axiales, ejes de pliegues, fallas y otras estructuras que han ayudado al desciframiento y la interpretación. Además, se realizaron itinerarios geológicos que acompañados de los datos existentes, la toma de muestras orientadas y descripción de 159 secciones delgadas, han permitido hacer algunas correcciones al mapa geológico derivado de la generalización (Martínez et al., 1994), que también se presenta como parte de este trabajo. El mapa tiene formato digital y abarca la parte noroeste de la provincia de Pinar del Río y parte de la provincia Habana a escala 1:100 000, así como un mapa geológico a escala

1:25 000 de un área de 55 km², donde sí es posible detallar la geología presente a pesar de su alta complejidad geológica y la escala de los distintos fenómenos. Se presenta un mapa estructural y la relación de éste con la presencia de hidrocarburos en el área.

Como resultado de los trabajos de campo realizados se arriba a conclusiones acerca de algunas estructuras presentes en el área y se enriquece la información sobre el desarrollo geológico de la región. A partir de la descripción de pequeñas estructuras, se explica también el funcionamiento de las diferentes dislocaciones tectónicas en el tiempo.

Para una mejor utilización de la información y teniendo en cuenta la posible existencia de algunas perturbaciones locales, el área fue subdividida en escamas separadas por planos de fallas, con los que se logra un mayor grado de detalle y una más racional utilización de la información.

Para el procesamiento se utilizaron los software Net-88 y SpheriStat, los cuales brindaron la posibilidad de trabajar con un gran número de datos para su posterior interpretación y, conjuntamente con las observaciones de campo, llegar a las conclusiones que hoy se presentan.

Todos estos mapas se elaboraron teniendo como base el ILWIS (Van Westen, 1997), lo que permite muy fácilmente interactuar con la información y realizar todas las correcciones en la medida en que se cuente con nuevos datos.

CAPÍTULO I. CARACTERÍSTICAS FÍSICO-GEOGRÁFICAS Y GEOLOGÍA DE LA SIERRA DEL ROSARIO Y ÁREAS ADYACENTES.

1.1- Ubicación geográfica.

La Sierra del Rosario constituye la porción más oriental de la Cordillera de Guaniguanico, ocupando gran parte del noreste de Pinar del Río y una pequeña área de la provincia de La Habana (Fig. 1.1).

Está constituida por elevaciones de montañas relativamente bajas, extendiéndose paralelamente a la estructura geológica regional, formando colinas de curvas redondeadas (Fig. 1a). Es muy notable la brusca disminución de las elevaciones al este de la Loma del Taburete, las que sufren un descenso de alturas de 200-300 m. Al norte de las elevaciones de Cayajabos se encuentra la zona de relieve bajo ondulado conocido como el Valle La Pastora, cuya superficie ha sido labrada sobre los sedimentos blandos de la Formación Capdevila (Fig. 1a).

Por su flanco sur la sierra está muy bien delimitada por la Zona de falla Pinar (Fig.1a), mientras que por el norte el límite morfológico es también bastante abrupto, por la presencia de la región ondulada situada entre Cabañas y la Mulata; esta diferencia viene dada

fundamentalmente por la variedad de litologías de las distintas secuencias que se desarrollan en el área. Hacia el oeste se extiende formando una franja alargada.

En la parte oriental de la Sierra del Rosario, se distinguen elevaciones importantes como, El Taburete de 422 m, la Loma del Mulo de 483,5 m y la Loma del Salón de 544.0 m.

1.1.1- Relieve y particularidades geomorfológicas.

La Sierra del Rosario constituye una intrincada sección orográfica de la Cordillera de Guaniguanico, presentando diferentes tipos morfológicos de elevaciones de cimas más o menos aplanadas y colinas. Está constituida fundamentalmente por calizas cretácicas y rocas terrígenas de la Formación San Cayetano sobrecorridas suavemente entre ellas, con complicados plegamientos que forman cadenas de montañas casi paralelas con grandes depresiones longitudinales y valles fluviales transversales. Las alturas predominantes son de 500-670 metros con pendientes entre 15° y 35° (Fig. 1a).

1.1.2- Condiciones climáticas.

El clima, al igual que toda Cuba, presenta condiciones tropicales marítimas y distribución estacional de las lluvias. Esta zona presenta un clima tropical lluvioso todo el año.

La temperatura media anual oscila entre 26 - 28 °C. Para los meses de invierno la temperatura oscila entre 20 - 22°C, en caso de la entrada de una masa de aire frío ártica o polar continental, esta puede oscilar entre 1 - 10°C, destacándose esta zona entre las más frías del país. Para los meses de verano la temperatura del aire puede alcanzar valores de hasta 36°C.

Las precipitaciones atmosféricas, si las comparamos con otros elementos del clima, son las que experimentan los mayores cambios en el tiempo y el espacio. Las precipitaciones medias anuales en Cuba son del orden de los 1375 mm, con dos periodos bien definidos, el lluvioso (Mayo - Octubre) con el 80% de los totales anuales y el seco (Noviembre – Abril) con el 20%. La duración media del período lluvioso es de 140 –180 días. En la parte oriental de la Sierra del Rosario la media anual oscila entre 1400-1600 mm. Este valor puede aumentar cuando se presentan ciclones y huracanes.

1.1.3- Vegetación.

Los suelos y la vegetación se pueden simplificar estableciendo una relación de distribución con el relieve y las características litológicas de las distintas secuencias que se desarrollan en la región.

En el área, se incluye la zona de montaña perteneciente a Las Terrazas, la cual está reconocida como Reserva de la Biosfera y comprende 500 ha de bosque. En el área se desarrolla una vegetación natural de bosques tropicales necrófilos submontañosos, siempre verde y otra zona con vegetación de matorrales y comunidades herbáceas secundarias. Esta vegetación está asociada a suelos húmicos calcimórficos.

1.1.4- Red hidrográfica.

La red hidrográfica de los ríos principales es dendrítica, bastante densa, pues presenta gran cantidad de afluentes, arroyos y cañadas, que van a parar a los ríos principales. Los ríos que fluyen por la sierra lo hacen de norte a sur en su flanco meridional y al inverso en el flanco septentrional. Son corrientes pequeñas en cuanto a caudal destacándose los ríos San Juan, Bayate, San Cristóbal, San Claudio y San Francisco. Los valles generados por estas corrientes son estrechos y profundos.

Se puede distinguir una dirección predominante (noroeste) en estas corrientes superficiales principales, la que coincide con el rumbo de estructuras tectónicas que dividen la región en bloques, posiblemente originadas al final de los movimientos compresivos, como resultado de estructuras heredadas, por movimientos relacionados con esfuerzos de componente noroeste o bien, desarrolladas en fracturas de Riedel secundarios que aparecen durante la formación de la falla Pinar.

1.2- Historia de las investigaciones anteriores.

Los primeros trabajos geológicos en el área se realizaron a partir de 1901 por compañías norteamericanas, cuando llegaron a Cuba geólogos como C. H. W. Hayes, T. W. Vaughan y A. C. Spencer, los cuales después de un rápido reconocimiento de las provincias del país, presentaron el esquema de las estructuras geológicas, incluyendo la provincia de Pinar del Río.

Lewis (1932) realizó un amplio estudio de la geología de Cuba, que incluyó el primer mapa moderno del país, apareciendo en su texto la primera mención de las calizas Artemisa, que dicho autor llamó "Artemisa limestone" y que consideró de edad Jurásico - Cretácico Inferior.

El trabajo de Vermunt (1937) se dedicó al estudio geológico de la Sierra del Rosario y Los Órganos y la Depresión Los Palacios, exponiendo su idea sobre la tectónica de sobrecorrimientos. En la década de los cuarenta, trabajaron varios geólogos en el área que tratamos y zonas limítrofes.

En el informe "Geología de Pinar del Río" de Truitt y Bronnimann (1956), el interés era la descripción y separación de las formaciones San Cayetano, Jagua, Viñales, Artemisa y otras. Teniendo en cuenta el análisis estructurofacial de la región, determinaron cuatro cinturones faciales con sus cortes característicos: Órganos, Rosario, Cacarajícara y Bahía Honda.

Entre las investigaciones geológicas más interesantes argumentadas en este período, se encuentra el trabajo realizado por Hatten (1957) para la parte septentrional de la provincia. Él elaboró un esquema estratigráfico y un mapa geológico a escala 1:40 000 que debido a su calidad, mantiene todavía actualidad. Su columna es un resumen desde el Jurásico hasta el Paleoceno, donde se incluyen las formaciones San Cayetano, Ancón, Manacas, Vieja Wild Flysh y otras.

Las consideraciones tectónicas (Hatten, 1957), aunque se centraron en la Sierra de los Órganos, alrededor de Viñales y zonas adyacentes, en su esencia se mantienen vigentes. Se basaron en el desarrollo y estilo tectónico de los grandes mantos de sobrecorrimientos, admitiendo la yacencia autóctona sólo para la Formación Pons. Según sus criterios, los procesos de cabalgamientos están asociados con la etapa orogénica Laramídica y considera que los sedimentos flyschoides de edad Paleógeno se depositaron en la parte frontal del manto, con su posterior recubrimiento por las diferentes escamas.

Después del triunfo de la revolución, entre los años 1970 y 1975, se hizo por primera vez el levantamiento de toda la provincia por un grupo de investigadores de la Academia de Ciencias de Polonia, bajo la dirección de A. Pszczolkowski a escala 1:250 000 y como resultado

de estos trabajos, se confeccionó el mapa geológico de la provincia a igual escala, esquema tectónico y columnas estratigráficas. Este trabajo constituye, una obra de obligatoria consulta para trabajos presentes y futuros.

Posterior a 1975, Pszczolkowski y colaboradores continuaron investigando en el área y han publicado sus resultados en revistas nacionales y extranjeras. Entre estos trabajos se destaca, el realizado por Pszczolkowski (1994a), que aportó nuevos datos acerca de la columna estratigráfica del área. En él se lleva a nivel de grupo la Formación Buenavista, eliminando de ella los depósitos paleogénicos (Formación Manacas), integrando al grupo una serie de unidades elevadas a formaciones (Santa Teresa y Carmita), reportadas con anterioridad sólo en Cuba Central, y otras características del área en cuestión. Otro trabajo de mucha importancia de este autor es *The Exposed Margin of North America in Western Cuba*, donde se expone un modelo de la evolución del margen continental pasivo (Pszczolkowski, 1999).

En el informe sobre los resultados del Levantamiento Geológico y Búsqueda a escala 1:50 000 de la parte oriental de la provincia de Pinar del Río y suroccidental de La Habana (Martínez et al., 1991), se obtuvo abundante información sobre la tectónica, estratigrafía, magmatismo y, por tanto, sobre la evolución geológica.

Los informes *The Geology and Hydrocarbon Potential of the Republic of Cuba* (1993), *Escenarios y Sistemas petroleros para la Exploración en Cuba* (1995) y *La geología de los sistemas petrolíferos en Cuba* (1997), son de obligada consulta para la realización de cualquier investigación relacionada con esta temática en la región.

Algunos aspectos de la geología de la Sierra del Rosario han sido tratados por diferentes investigadores en publicaciones dedicadas a otros temas; entre éstos se pueden citar: Judoley y Furrázola Bermúdez (1968); Khudoley y Meyerhoff (1971); Mossakovski y Albear (1978); Pszczolkowski (1978, 1982, 1983, 1987, 1994); Martínez et al. (1991); Cobiella Reguera (1994, 1996, 1998, 2000); Iturralde-Vinent (1975,

1992, 1994, 1995a, 1996); Cobiella Reguera et al. (1990, 1997, 2000). Las citadas publicaciones han contribuido a precisar las relaciones geológicas con otros territorios, además de profundizar en algunas de las características estratigráficas del corte de la Sierra del Rosario.

En 1994 se llevó a cabo la generalización geológica del occidente de Cuba, sobre la base de toda la información anterior y como resultado se presentó un mapa geológico a escala 1: 100 000 (Martínez et al., 1994), elaborado a la luz de los conceptos más actuales.

En los últimos siete años se han realizado algunos trabajos de detalle para precisar las características estructurales del corte de la parte oriental de la Sierra del Rosario, que han servido para esclarecer aspectos relacionados con la tectónica que afectó a la parte occidental del territorio cubano.

Todos los trabajos anteriormente señalados tienen su base en trabajos geológicos de superficie fundamentalmente; por tanto, se considera necesario tener en cuenta los trabajos realizados con fines de la exploración petrolera.

Un aspecto importante a tener en cuenta aquí son los trabajos realizados con objetivos de exploración petrolera en toda la región, mediante la utilización de otros métodos que apoyan los trabajos de superficie. Por tal motivo los trabajos geofísicos y la perforación constituyen métodos aclaratorios para definir la configuración estructural del subsuelo.

En la parte occidental de Cuba se ha realizado un gran volumen de trabajos geofísicos, principalmente los sísmicos a partir de los últimos años de la década del 60 hasta 1990.

No.	AREA TRABAJOS	METODO	AÑO	AUTOR
1	Mariel-Sta. Fé	MCORF	1970	V.Aleshkin
2	Perf.Reg.II,IIa,XIb	MCORF	1974	V. Michinov
3	Cayajabos-M Mesa	MCR	1972-74	L. Grigorián
4	Martín Mesa	MCR-RDR	1974	G. Artemiev
5	Perf. Reg. X-XI	ZEMLIA	1975	B. Sherbakova
6	Los Palacios	MCORF	1977	S. Ankudinov
7	Los Palacios	MPCP	1978	Nekrasov-lazarev
8	Martín Mesa	MPCP	1981-82	A. Migachov
9	Martín Mesa perf. 3 y 52	MPCP	1986	P. Aballi
10	Martín Mesa	MPCP Exper.	1987	I. Morales
11	Perfil 88 y 88 A	MCORF	1986	I. Morales
12	Mariel La Esperanza	MPCP	1987	P. Aballi
13	Perf.Experim Proy.1133 MMesa	MPCP	Elab.	G. Rodríguez
14	Perf.Proy. 1149 Nos. 232, 233.	MPCP	Elab	G. Rodríguez

Siglas: MCORF = Método correlación ondas refractadas.

MOR = Método ondas reflejadas.

RDR = Recepción dirigida reflejada

MPCP = Método punto común profundo

Zemlia = Métodos de ondas de cambio.

Los trabajos gravimétricos se han realizado en escalas 1:50 000 y 1:100 000 y más recientemente 1:25 000 en un sector de 100 km² en el área de los yacimientos de petróleo y gas.

Los levantamientos aeromagnetométricos a escala 1:50 000 sólo cubren el sector oeste del área.

Se pueden destacar algunos trabajos que han tratado de integrar las informaciones sísmicas y gravi-magnetométrica, que permitieron calcular un modelo para el área, así como elevar el piso de la información de 2.5 a 6 km de profundidad y de este modo hacer posibles asociaciones de algunos elementos a otras Unidades Tectonoestratigráficas UTE (término utilizado por los especialistas del CEINPET): Remedios, Camajuaní, Placetas.

En López et al. (1998) se ha incluido la región Martín Mesa - Sierra del Rosario al Dominio Las Villas (término utilizado por los especialistas del CEINPET).

La sísmica, según se aprecia, no ha sido resolutiva en toda el área, específicamente muy escasa para el área que ocupa la Sierra del Rosario, por lo que es necesario realizarla de nuevo con otras técnicas (López et al., 1998).

Resumen de los trabajos gravimagnetométricos en el área.

No.	UBIC.GEOG.	AÑO	METODO	AUTOR	ESCALA	OBSERVACIONES
1	Pinar del Río	1968-70	Gravimet.	V.Egorov	1:100000 Sec:1.0 mgl	Parte del informe grav. de Cuba escala 1:100000 prov. P.del Río Hab-Matanzas.
2	Pinar del Río	1982-94	Gravimet	D Martínez y otros	1: 50000	Informes de Levantamientos Geológico 1:50000
3	Sur y Este de Pinar del Río		Aeromagn.	-	1:50000	Informe Aerogeofísico complejo en la prov. P.del Río

En el área se comenzó a perforar desde principios de este siglo con pozos ubicados en base a manifestaciones de hidrocarburos en superficie, en rocas terciarias y/o cretácicas. Los pozos han sido agrupados en dos períodos: antes de 1959 y después del año 1959.

Pozos perforados antes del año 1959.

Pozos	Profundidad (m)	Manifestaciones y/o Resultados
-------	--------------------	--------------------------------

Alfa 1	1410	Pet. pesado 119-192; 208-482; 692-1034; 1184-1390
Cayajabos 1	682	Asfalto 121, 192, 489. Gas 487, 518, 594
Cayajabos 2	768	Pet. pesado 151-304. Pet. ligero a 244, 302-304, 426-427. Agua sulfurosa 330-365. Gas 427-466
Chacón 1	990	Pet. 146, 179 Pet. y gas 492-533
Foyo 1	58	Pet. en manchas de 30° API, 442-445
Liborio 2	612	Manif. de pet. 88, 366, 533. Gas 365, 610
Pacheco 1	566	Pet. 396-441. Produjo 10 b/d
Pacheco 2	766	
Paulina	1859	Pet. 160 a 1600, 1844 a 1859
Prosperidad 1	696	Manif. Pet. 160-198, 320-369, 441-442, 609-634. Agua salada 762-1066. Gas 164, 490, 823.
Fdez de Castro 22	930	Gas 449-506
Ariguanabo	1607	Pet. ligero 122-305, 786-933. Pet. y

		gas 1341-1607
--	--	---------------

En esta tabla se muestran los pozos perforados antes del año 59, y aunque presentaron algunas pequeñas producciones, ninguna fue industrial.

Después del año 1959 se perforaron los pozos Mariel 1 y 2 en base a trabajos gravimétricos, y el pozo Martín Mesa 1 en base a la geología de superficie y sísmica de refracción somera, el cual descubrió el pequeño yacimiento petrolero hoy existente (año 1972).

Los siguientes pozos perforados fueron el Martín Mesa 2 en base a sísmica de reflexión (año 1972), y Martín Mesa 3 (pozo exploratorio al norte del Martín Mesa 1), por información sísmica (año 1981). El pozo Martín Mesa 3 descubrió el pequeño yacimiento gasífero conocido.

Durante el periodo 1988 – 1992 se perforaron los pozos Cayajabos 3 y Chacón 2 sobre la base de información gravimétrica y el pozo Pinar 2 (único pozo en el área de los trabajos) basándose en un perfil sísmico de reflexión, ubicado muy cerca del Río Santiago al norte de Soroa y a unos 7 km al sureste de San Diego de Nuñez. Se interrumpió su perforación a 3825 m aproximadamente. Manifestó gas, en una prueba de formación se calculó en 21 000 m³ con una presión de capa de 151.6 atmósferas. En un ensayo de 1658-1622 m entró gas y manifestó trazas de petróleo. En otras pruebas de formación manifestó también gas y petróleo. El carotage gaseoso registró varias zonas con fluorescencia de petróleo y gas. Algunos núcleos tenían impregnación de petróleo. La columna geológica del pozo, expone zonas de melange, mantos donde se interceptan las formaciones Santa Teresa, Carmita, del Tithoniano-Neocomiano y otros, característicos de la Sierra del Rosario. El pozo tuvo pequeña producción de petróleo ligero en la Formación Cacarajícara.

El pozo Chacón 2 es actualmente un pobre productor de 0.5 TM/d en rocas del Cretácico Inferior. Los pozos Prosperidad 3 A ,Caridad 4, Gallo 1, Banes 1 y Sabana 1 se ubicaron en base a sísmica de reflexión y desarrollo de Martín Mesa. El pozo Caridad 4 es productor de petróleo medio 0.5 TM/d en calizas del Cretácico.

1.3- Geología de la Sierra del Rosario y áreas adyacentes.

La provincia de Pinar del Río ha sido objeto de múltiples investigaciones geológicas a escala regional y detallada, dirigidas a esclarecer aspectos vinculados fundamentalmente con la estratigrafía, la estructura geológica y su relación con la metalogenia.

Desde el punto de vista regional los últimos trabajos realizados en la provincia (Martínez et al., 1994), la dividen en dos grandes Zonas Estructuro-faciales, la Zona Guaniguanico, en la que destacan la presencia de dos subzonas, Los Órganos y El Rosario y la Zona Zaza, la que la subdividen en dos subzonas, San Diego de los Baños y Bahía Honda.

En otras investigaciones (Pszczolkowski, 1994), se utiliza el término terreno, donde un terreno tectonoestratigráfico es definido siguiendo los criterios de Howelt (Howelt et al., 1985), y adoptados en algunos de los estudios geológicos recientes realizados en el Caribe (Mann et al., 1991).

En Cuba algunas estructuras geológicas ya han sido caracterizadas como terreno (Lewis et al., 1990; Pszczolkowski, 1990; Piotrowska, 1993; Iturralde-Vinent, 1994, 1996; etc.), estos términos se han usado para explicar modelos de evolución del margen continental pasivo del Mesozoico, presente en Cuba Occidental.

El término de terreno Guaniguanico fue introducido por Iturralde-Vinent (1994), donde se presenta un esquema tectónico generalizado para la provincia de Pinar del Río, subdividiéndolo en cinco cinturones, Órganos, Rosario Sur, Rosario Norte, Quiñones y Felicidades.

La Sierra del Rosario se incluye dentro de las regiones geológicamente más interesantes de Cuba, debido a la gran variedad de problemas tectónicos, estratigráficos y magmáticos, por lo que constituye un punto clave en el desciframiento de la geología de Cuba y áreas adyacentes. Está ubicada en la porción más oriental del Cinturón Plegado y Cabalgado Guaniguanico. La misma ha sido extendida por datos de geología de superficie y perforaciones profundas hasta la región de Martín Mesa, provincia Habana.

La Unidad Tectonoestratigráfica (UTE) Sierra del Rosario presenta una serie de nappes cabalgados como resultado de la compresión durante la orogenia cubana. Por criterios de varios investigadores (Pszczolkowski, 1994), se acepta el criterio de dividir la Sierra del Rosario en dos secuencias: Sur y Norte. La secuencia Sur donde abunda los depósitos Jurásicos comprende las unidades tectónicas: La Zarza, Mameyal, Caimito, Taco Taco, Cinco Pesos y Los Tumbos, mientras que la Norte donde predominan las rocas Cretácicas de Polier se encuentran las unidades de Belén-Vigoa, Naranjo, Dolores, La Serafina, Cangre y Sierra Chiquita. Su corte estratigráfico se extiende desde el Jurásico hasta el Eoceno. La complejidad tectónica de la Sierra del Rosario se registra en el mapa a través de las fallas de sobrecorrimentos y del gran plegamiento de la zona. (Fig. 5.6).

1.3.1- Estratigrafía.

El corte estratigráfico abarca diferentes ciclos sedimentarios, ocurridos desde su inicio en el Jurásico hasta su deformación en los depósitos del Eoceno conjuntamente con las ofiolitas y las secuencias vulcanógeno-sedimentarias. La composición litológica, facies y ambientes de deposición de estos sedimentos indican cierta similitud con la UTE Placetas del Centro de Cuba (López et al., 1996).

En la región se desarrollan las siguientes formaciones:

Formación San Cayetano (DeGolyer, 1918, en Franco Álvarez et al., 1993). Está compuesta por areniscas cuarzosas estratificadas de color blancuzco y amarillo rojizo, cuando están meteorizadas, frescas son de color negras. Presenta intercalaciones de limolitas de color naranja, donde aparecen con frecuencias concreciones terrígenas con estructuras concéntricas, que oscilan entre los 2 - 4 cm de diámetro. También se observan capas de calizas micríticas y arenosas, así como areniscas polimícticas estratificadas de color gris verdoso y conglomerados. Su espesor excede los 2500 m. Su edad Jurásico Inferior - Jurásico Superior Oxfordiano. Su contacto inferior es siempre tectónico mientras subyace concordantemente la Formación Artemisa en la parte oriental de la sierra. En algunos nappes entre las formaciones Artemisa y San Cayetano parece colocarse la Formación El Sábalo (Cobiella Reguera, 1996a).

En el área los depósitos (terrígenos clásticos gruesos) pueden representar buenos reservorios con una alta porosidad. Estas características pueden observarse en el afloramiento situado en el entronque de Cinco Pesos, de la carretera que conduce a Rancho Mundito.

La Formación San Cayetano no ha sido descubierta por los pozos ubicados en el área. Esta unidad ha sido descrita con seguridad en el pozo Los Arroyos 1 (3600-5200 m) y en el pozo Guane 1 (150-812 m) y, con dudas, en el pozo Río del Medio 1 (0-550 m).

Formación Francisco (Pszczolkowski, en Pszczolkowski et al., 1975). Está compuesta por limolitas y lutitas de estratificación fina a laminar, con intercalaciones de calizas de color gris a negro. En menor proporción afloran areniscas calcáreas y cuarcíferas. En algunos cortes se ha determinado la presencia de dolomitas. Asociado al corte arcilloso se observan concreciones calcáreas con restos de macrofósiles en su interior. En la parte superior de la Formación Francisco aparecen eventualmente calizas carbonosas intercaladas con lentes de silicitas. Su espesor no sobrepasa los 25 m Su edad es Jurásico Superior Oxfordiano.

Formación El Sábalo (Pszczolkowski, 1994). Litológicamente está constituida por diabasas y basaltos con intercalaciones de espesores variables de sedimentos carbonatados y terrígenos finos, estos últimos ligeramente metamorfizados. Las vulcanitas se encuentran en forma de sills y derrames. Se extiende formando franjas y parches alargados en la parte central de la sierra con una longitud aproximada de hasta 8 km. Su espesor no supera los 400 m. Su edad es Jurásico Superior Oxfordiano (Martínez et al., 1994).

Formación Artemisa (Lewis, 1932, en Franco Álvarez et al., 1993). El corte continúa con el predominio de los sedimentos calcáreos, pero en ciertos intervalos hay intercalaciones terrígenas y de silicitas. Esta Formación ha sido subdividida en los miembros La Zarza, Sumidero y el miembro informal Calizas El Mirador.

El miembro La Zarza (Pszczolkowski, 1976a, en Franco Álvarez et al., 1993). Está compuesto por calizas micríticas margosas, organógenas y detríticas. La estratificación es fina a laminar, con intercalaciones de limolitas y lutitas calcáreas, principalmente en la parte inferior. De forma subordinada aparecen areniscas cuarzosas y polimícticas de color claro. En la parte media superior afloran calizas masivas. Esta secuencia alcanza un espesor máximo de 500 m, aunque generalmente tiende a oscilar entre 200 y 300 m A éste se le asigna una edad Jurásico Superior Oxfordiano Superior - Cretácico Inferior Berriasiano Temprano.

El miembro informal Calizas El Mirador (Chang, en Martínez et al., 1991). Está compuesto por calizas masivas y estratificadas de color gris pardo. Presenta esporádicamente lentes y nódulos silíceos en algunas secciones del corte estratigráfico. Las calizas generalmente son detríticas y recrystalizadas. En la base de la unidad afloran brechas con clastos pequeños de color gris oscuro a negro. El espesor de esta unidad es variable y oscila entre 1 y 80 m. Ocupa niveles estratigráficos similares a la Zarza.

El miembro Sumidero (Pszczolkowski, 1976a, en Franco Álvarez et al., 1993). Está compuesto por calizas estratificadas de color gris claro a gris oscuro intercaladas con horizontes y lentes de silicitas. Las calizas son micríticas y a veces se tornan de color crema. Con frecuencia aparecen finas intercalaciones de limolitas y lutitas calcáreas, calizas arcillosas y raramente horizontes de calcarenitas. En algunas secciones del corte estratigráfico afloran cuerpos de basaltos que se extienden de forma concordante por el rumbo de las capas. Esta unidad alcanza un espesor máximo de 250 m. La edad de esta secuencia es Jurásico Superior - Cretácico Inferior Berriasiano (Chang y Vázquez, 1991).

En subsuelo, se han descrito los depósitos de la Formación Artemisa en los pozos: Cayajabos 3 en los intervalos (925-1500 m) y (1950-2263 m) y Martín Mesa 2 (3105- 3275 m). El miembro Sumidero ha sido interceptado por los pozos: Chacón 2 (1700- 2040 m), Martín Mesa 2 (2230-3105 m), Marín Mesa 4 (2260-2490 m), ubicados al este del área (Bloque Martín Mesa), pero pertenecientes también a la UTE Sierra del Rosario por debajo de las rocas del postorogénico en Martín Mesa

Formación Polier (Pszczolkowski, en Pszczolkowski et al., 1975). Está compuesta por calizas micríticas de color gris pardo, estratificadas e intercaladas por areniscas cuarzosas y polimícticas, limolitas, lutitas y lentes de pedernales. Las areniscas presentan tonalidades gris claro - amarillo blancuzco, son de grano fino a grueso y con frecuencia contienen cemento calcáreo. La fuente de suministro debió estar formada

por rocas intrusivas y metamorfitas, ésto se corrobora con la presencia de cuarzo, turmalina, biotita, zircón, etc., la porción calcárea quizás fue arrancada por procesos erosivos del interior de la cuenca (Cobiella, 1990).

Miembro Roble (Pszczolkowski, en Pszczolkowski et al., 1975). Está compuesto por areniscas cuarzosas estratificadas con intercalaciones de limolitas y lutitas.

Los depósitos de la Formación Polier han sido descubiertos por los pozos: Chacón 2, Cayajabos 3, Pinar 2 y la mayor parte de los pozos del yacimiento Martín Mesa.

El espesor de la Formación Polier no excede los 700 m y su edad es Cretácico Inferior Berriasiano parte alta hasta el Aptiano.

Formación Santa Teresa (Wassall, en Wassall y Pardo, 1952, en Franco Álvarez et al., 1993).

La Formación Santa Teresa constituye una de las formaciones más extendidas geográficamente del paleomargen continental en el territorio cubano. Esta unidad ha sido descrita en detalle en la región septentrional de Cuba Central (UTE Placetas) donde se encuentran los principales yacimientos de petróleo de la Provincia Petrolera más importante de Cuba

Está constituida litológicamente por silicitas cuarzo - calcedónicas y radioláricas, en capas finas de diversos colores e intercalaciones de argilitas, finas capas de calizas micríticas y margas de colores variados. El espesor de esta formación es variable pero nunca sobrepasa los 60 m. Su edad es Cretácico Inferior Aptiano - Cretácico Superior Cenomaniano.

Los mejores afloramientos de la Formación Santa Teresa en Sierra del Rosario son los de la carretera de montaña cerca de Sabanilla y el ubicado a 2,5 km del pueblo de Bahía Honda, en la carretera que va al poblado de San Cristóbal. En el subsuelo no se ha determinado con exactitud su presencia.

Formación Guajaibón (Herrera, 1961). Está compuesta por calizas de color gris claro, generalmente masivas y presenta una variable composición microfacial propia de un ambiente de banco carbonatado. Su edad es Albiano Cenomaniano, sus límites son tectónicos y su espesor máximo es de 500 m.

Formación Carmita (Truitt, en Truitt y Pardo, 1953a, en Franco Álvarez et al., 1993). Está representada por calizas micríticas, silicitas y argilitas, como componente subordinado pueden aparecer brechas finas. El espesor oscila entre los primeros metros y 40 m. La edad asignada es Albiano - Cenomaniano.

En el pozo Pinar 2 están bien expuestas estas rocas en los intervalos siguientes: (560-770 m), (1070-1200 m), (1875-2145 m), los contactos son tectónicos, constituyendo escamas cabalgadas entre los sedimentos cretácicos (López et al., 1998).

Todas las formaciones en el orden mencionado, presentan contactos concordantes, se originaron en ambientes muy semejantes y no presentan hiatos estratigráficos entre ellas (Cobiella Reguera et al., 2000).

Discordantemente sobre Carmita yace la Formación Moreno.

Formación Moreno (Pszczolkowski, 1976a, en Franco Álvarez et al., 1993). Está compuesta por calizas micríticas y detríticas en su parte inferior, en la parte superior predominan las rocas terrígenas, fundamentalmente argilitas, con calizas subordinadas y areniscas

polimícticas con material clástico vulcanomíctico. El espesor varía entre 0 y 240 m. La edad reportada para estos depósitos va desde Cretácico Superior Santoniano - Campaniano.

La Formación Moreno está representada en la mayoría de los pozos de Martín Mesa y pueden encontrarse como fragmentos dentro de la secuencia paleogénica, partiendo de la fundamentación micropaleontológica y litólogo-geofísica que se realiza en la caracterización geofísica de las secuencias olistostrómicas del Paleógeno y del melange en los pozos Martín Mesa 3, Martín Mesa 23 y otros pozos en el área. En superficie esta unidad litoestratigráfica se encuentra muy limitada, pues ha sido casi borrada en la parte oriental. El contacto con la suprayacente (Formación Cacarajícara) es tectónico (donde se ha podido observar) (Cobiella Reguera et al., 2000).

Discordantemente sobre la Formación Moreno, yace la Formación Cacarajícara.

Formación Cacarajícara (Hatten, 1957a, en Franco Álvarez et al., 1993). En el área una sección bien completa de estas rocas está bien representada en la carretera que va de Soroa a San Diego de Nuñez, cerca del río Santiago. Está constituida por sedimentos clásticos. En su parte inferior se encuentra representada por el Miembro Los Cayos (este miembro es reconocido, en algunas unidades septentrionales de la Sierra del Rosario solamente), con espesores considerables de brechas compuestas por material detrítico, fundamentalmente de calizas de muchas tonalidades, calcarenitas y calcilutitas. El mayor espesor de la secuencia está representado por calcarenitas y el más fino por calcilutitas. Estos depósitos tienen un espesor variable entre 30 y 450 m en la parte más septentrional del área. Su edad es Campaniano Maastrichtiano Superior.

Las rocas de la Formación Cacarajícara están bien expuestas en los pozos Pinar 2 (1220-1875) y (2145-2700 m), donde tiene buenas propiedades de reservorio como lo demuestra la obtención de producción industrial de gas a la profundidad de 1347 m y en los pozos del yacimiento Martín Mesa (3, 3A, 11, 8), Sabana 1.

El intervalo Oxfordiano - Cenomaniano en Sierra del Rosario comprende los sedimentos del talud y de la cuenca al pie del margen continental, se aprecia el cambio de las condiciones continentales a marinas. En la sierra estos depósitos marinos del Oxfordiano se conocen en la Formación Artemisa, en la parte alta del intervalo existen evidencias de una plataforma carbonatada cercana. Aunque dicha plataforma sólo aparece representada por la Formación Guajaibón, pudiera aparecer además en profundidad conjuntamente con los sedimentos calcáreos más profundos del Oxfordiano – Maastrichtiano (Cobiella Reguera et al., 2000).

Formación Ancón (Truitt, en Truitt y Bronnimann, 1956b, en Franco Álvarez et al., 1993). Estos depósitos son de amplia distribución en Sierra de los Órganos; no han sido descritos con seguridad en el área, aunque no se descarta su presencia.

Está compuesta por calizas bien estratificadas, micríticas y margosas que se caracterizan por la gama de colores que poseen, rojizo, rozado, gris crema, verde y gris claro. A veces en la base de estas secuencias suele aparecer una zona de brechas con fragmentos calcáreos y silíceos, denominados miembro La Güira; en ocasiones se observan limolitas, lutitas y areniscas en el corte. Su espesor promedio es de 25 m. Su edad Paleoceno Medio - Eoceno Inferior.

Esta unidad no ha sido descubierta en el subsuelo, aunque el pozo Chacón 2 presentó sedimentos isócronos. Su carácter arcilloso-margoso le confiere interés como posible sello. La Formación Ancón se depositó en profundidades batiales por encima del CCD. La misma presenta intercalaciones de brechas, a veces semejando olistostromas que se depositaron en depresiones del fondo marino debido a deslizamientos.

Formación Manacas (Hatten, 1957). Esta unidad desde el punto de vista litológico está subdividida en dos secciones: La parte inferior, representada por un corte poco perturbado compuesto por areniscas y limolitas polimícticas, calizas, margas y raras intercalaciones de pedernal. Las areniscas y limolitas presentan una estratificación fina y generalmente son de color carmelita verdoso. La parte superior está formada por un corte caótico con bloques que varían en composición y tamaño, aglutinados en una matriz areno-arcillosa. Los bloques pueden ser de areniscas vulcanomícticas, calizas de varios tipos, serpentinitas, diabasas, gabros, tobas, pedernales, brechas con abundantes clastos calcáreos y silíceos. El espesor de esta secuencia es variable desde algunos metros hasta 200 m. Para esta unidad se ha reportado una edad desde el Paleoceno Superior hasta el Eoceno Inferior parte baja (Bralower e Iturralde-Vinent, 1997).

Esta unidad está vinculada a los principales cabalgamientos en Sierra del Rosario y forma parte del tope de todos los mantos que se observan en superficie y en el subsuelo. La Formación Manacas es un ejemplo típico de depósitos sinorogénicos en el cual se refleja el avance de los mantos tectónicos sobre la cuenca en que se sedimentaba la Formación Manacas, la porción rítmica se acumuló cuando los mantos estaban a distancia considerable y los olistolitos se depositaron cerca del frente y cabalgados después de su sedimentación. En los mantos participan rocas del margen continental pasivo, ofiolitas, vulcanitas derivadas del arco volcánico cretácico. Como puede observarse, la fuente de aporte fue muy variada.

En el área Martín Mesa la parte superior de la Formación Manacas se considera un manto de melange que se relaciona con los cabalgamientos del sur del arco volcánico y la asociación ofiolítica (Terreno Zaza). El melange pudiera corresponder a la misma edad Eoceno Inferior tardío o Eoceno Inferior temprano. La parte inferior de la Formación Manacas tiene características de sello por sus características arcillosas, ejemplo de esto lo tenemos en el pozo Cayajabos 3 (López et al., 1998).

Manacas está bien representada en los pozos del yacimiento Martín Mesa, pozos Martín Mesa (1, 2, 3, 4, 5, 21), Sabana 1, Cayajabos 3 y Chacón 2 (López et al., 1998).

Formación Capdevila (Palmer, 1934, en Franco Álvarez et al., 1993). Está representada por areniscas polimícticas, limolitas, arcillas, gravelitas, calcarenitas, margas, calizas, grauvacas y conglomerados. Sus depósitos están bien estratificadas, con espesor entre 200 – 400 m. Su edad es Eoceno inferior parte alta.

Es interceptada por los pozos Chacón 2 (0-600 m) y en Caridad 4 (0-253 m), otros pozos de la UTE Sierra del Rosario como Alfa 1, Prosperidad 1 y 2, Caridad 1 y 2, Pacheco 1 y Pacheco 2, contienen estos depósitos. Los sedimentos del flysch de la Formación Capdevila se consideran como sello de la UTE Sierra del Rosario (López et al., 1998).

En el extremo oriental de la Sierra del Rosario, en el valle de La Pastora (El Establo), y cerca de Cayajabos, las rocas de la sierra son cubiertas discordantemente por la Formación Capdevila. La naturaleza del contacto es discordante, lo que ha sido corroborado por algunos trabajos realizados en los últimos años (Cobiella Reguera et al., 2000, Cáceres, 1997). En el presente trabajo se dan elementos que confirman la idea planteada y se explica a partir de nuevos datos la posición de esta secuencia en el corte.

1.3.2- Tectónica.

En la Geología del archipiélago cubano convergen elementos de diferentes orígenes y características, como son: el borde pasivo Jurásico-Cretácico del continente norteamericano, el arco volcánico del Cretácico y el arco volcánico del Terciario Temprano, recubiertos por sedimentos más jóvenes (Eoceno Medio-Cuaternario), que conforman una región de una geología muy compleja. Las complicadas

interrelaciones de estos elementos han dado lugar a diferentes interpretaciones sobre las características y ubicación de las cuencas originales de los márgenes continentales y de los arcos volcánicos; su evolución y geodinámica en el tiempo y el espacio caracterizan la constitución geológica actual.

En la parte occidental de Cuba se desarrolla el borde pasivo Jurásico - Cretácico del continente norteamericano (Cinturón Plegado y Cabalgado) (Fig. 5.1), el cual se ha subdividido en dos grandes sectores o subzonas, Los Órganos y El Rosario, incluyendo la zona Esperanza en esta última (Martínez, 1999).

La Sierra del Rosario constituye una de las áreas más extensas de afloramientos del margen continental norteamericano en Cuba. A todo lo largo de su borde meridional la subzona El Rosario está separada de la subzona Los Palacios por la falla Pinar. En la región septentrional, las secuencias del Rosario están sobrecorrida por ofiolitas y cortes del arco volcánico cretácico extinto, sobre los que yacen los depósitos sinorogénicos. Este conjunto petrotectónico fue denominado como Zona estructuro-facial Bahía Honda (Pszczolkowski, 1982) y en la actualidad, por presentar una paleogeografía ajena con respecto a las relaciones estratigráficas y paleogeográficas de las regiones que la rodean, ha sido denominada Terreno Zaza. Esta tectónica compleja ha sido bien descrita en los pozos Mariel 1 y 2 (López et al., 1998) y en el corte presentado por la línea II'.

Hacia el occidente, las rocas de El Rosario se prolongan hasta las Alturas de Pizarras del Norte. Su columna estratigráfica se inicia con rocas del Jurásico Inferior y termina en el Eoceno.

El sector que nos ocupa se vincula con el sector o subzona El Rosario, donde se pueden destacar dos zonas con características diferentes (Pszczolkowski, 1994).

- 1- Rosario Sur con un corte Jurásico Superior-Cretácico Inferior eminentemente carbonatado.
- 2- Rosario Norte con un corte más terrígeno.

Las relaciones entre ambas zonas no están completamente claras, parece ser que son dos zonas relativamente independientes. En el corte del pozo CHD-1X, el manto superior pudiese corresponder a Rosario Norte, en tanto el manto principal correspondería a Rosario Sur. Las relaciones entre ambas zonas hoy parecen ser tectónicas.

Un aspecto de interés en el sector de El Rosario lo es, sin dudas, la presencia de secuencias de plataforma del Cretácico Medio de la Formación Guajaibón, que no encajan con el entorno, siendo posible explicar su génesis, según la hipótesis de trabajo expresada por López et al. (1996), el que considera un origen similar para la misma, que los Knolls Pinar del Río y Jordan en las partes de aguas profundas del sureste del Golfo de México.

Al igual que el resto de la Cordillera de Guaniguanico, la Sierra del Rosario posee una elevada complejidad tectónica, representada por numerosos y variados nappes como elementos más característicos. Como ya ha sido señalado por Pszczolkowski (1978, 1987, 1994) y Martínez et al. (1989, 1991, 1994), los nappes de El Rosario pueden agruparse de acuerdo a sus cortes estratigráficos. Cobiella Reguera et al. (2000) considera los nappes de El Rosario como sus elementos estructurales más notables, aspecto establecido desde la década del setenta, por Pszczolkowski (Pszczolkowski et al., 1975). La existencia de dos grandes paquetes de nappes meridionales y septentrionales (Pszczolkowski, 1994), evidencia que las rocas que lo constituyeron, se acumularon no muy lejos, entre sí. Este autor considera además la presencia alóctona de la Formación Guajaibón, cuya litología indica condiciones de origen muy distintas al resto del corte de El Rosario.

Según Cobiella Reguera et al. (2000), en los distintos nappes, ubicados en diferentes posiciones en el edificio tectónico de El Rosario, hay representadas diversas facies, y este hecho puede emplearse para clasificar los nappes. Sin embargo, existen otros fenómenos, como la presencia de diferentes horizontes de despegue tectónico, diferencias en el espesor de las distintas secuencias de los depósitos cretácicos, y la presencia de horizontes terrígenos (capas arcillosas), que originan distintos grupos de nappes, con diferentes diapasones estratigráficos en los diferentes niveles estructurales. Estos elementos, a criterios del autor, han influido en la diversidad de mantos y en la variedad de facies que se determinan en las distintas escamas dentro de las unidades de mantos.

Un aspecto importante lo constituyen los límites meridionales y septentrionales de El Rosario. Su límite meridional ha funcionado como un sistema de fallas transcurrentes con desplazamientos siniestros que la ponen en contacto con la Depresión de los Palacios, mientras su límite septentrional esta representado por un frente de sobrecorrimientos que la pone en contacto con la subzona Bahía Honda que la sobrecorre; en dicho límite se han detectado indicadores cinemáticos que atestiguan además un desplazamiento sinistral de estas secuencias en un momento posterior a los cabalgamientos, originados a causa de la rotación horaria del stress principal y transformaciones en el régimen deformacional hacia el Eoceno Inferior parte alta (Cáceres, 1997, 1998).

En el caso de la zona de falla Pinar se ha podido demostrar su evolución en el tiempo, a partir de la determinación de varias estructuras extendidas por todo su rumbo, desde un sistema transcurrente en sus inicios hasta funcionar como un sistema normal al final de su desarrollo (Cofiño Arada y Cáceres, en prensa), lo que atestigua los espesores de sedimentos interceptados en el pozo Candelaria 1 al sur de la falla, pudiéndose pensar en desplazamientos verticales de más de 4 km (Fig. 5.8).

La Falla Pinar constituye la estructura tectónica de mayor extensión mapeada en superficie, la cual se extiende por su rumbo por más de 160 km (Fig. 5.7). Su desplazamiento vertical contribuye a aumentar el gradiente horizontal en el borde norte del mínimo gravimétrico

que alcanza valores de 7-18 mg/km y hasta 22 mg/km, sobre una franja de 1-2 km de ancho (Fernández de Lara et al., 2002). Mediante trabajos sísmicos y gravimétricos de detalle se comprueba que el escalón gravimétrico general está compuesto por una serie de escalones (Fig. 5.9) de menor desplazamiento vertical (del orden de 300-600 m) que, de forma general, se acuñan unos contra otros. Asociados a estos escalones se detectan cuerpos serpentínicos emplazados en los planos de fallas que se mapean por magnetometría y han sido comprobados por perforaciones y observados durante los trabajos de campo.

La estructura que hoy señala el escalón geomorfológico (Falla Pinar), es el elemento más septentrional de un sistema de fallas y se desvía hacia el noreste del eje principal del sistema, al este del elemento transversal que limita la subzona estructuro-facial El Rosario (Fernández de Lara et al., 2002). Ésto hace que el Sistema Tectónico Pinar (STP) deje de ser mapeable en superficie, aunque se puede continuar por su rumbo por la zona de gradiente gravimétrico, las características del campo magnético y algunas características geomorfológicas (Fig. 5.7).

Hacia el este el sistema va perdiendo magnitud en su desplazamiento vertical, debido al abandono de la dirección principal de los elementos más septentrionales, llegando a atenuarse totalmente su reflejo producto del aumento de los espesores de cobertura, ocurridos en el escalón transversal que limita al este el bloque Martín Mesa.

De forma general, el sistema tectónico Pinar en la actualidad tiene un buzamiento subvertical hacia el sur (70° - 80°) y se extiende en profundidad en el orden de 10 km, llegando a cortar la corteza continental (Fernández de Lara et al., 2002) (Fig. 5.8).

En el límite norte (con la subzona Bahía Honda) se determinaron estructuras que también indican movimientos transcurrentes en el plano, sincrónicos con Falla Pinar. En el perfil II' se puede observar cómo se hace más vertical este límite en profundidad, determinado por la

información utilizada en la confección del corte, donde existe un desplazamiento del basamento (corteza de tipo continental de transición fina) a ambos lados, de aproximadamente 2,5 km

En los mantos tectónicos se distingue una gran cantidad de deformaciones tanto plicativas como disyuntivas. Las características de las deformaciones están en función de la litología, posición en el nappe (distancia respecto a los planos de sobrecorrimento) y, posiblemente, profundidad a la cual ocurrió la deformación (Cobiella Reguera et al., 2000). En el esquema propuesto las secuencias de la subzona El Rosario (Fig. 5.1) han tenido que desplazarse mucho más que los de la subzona Los Órganos, causa por la cual el corte se encuentra más seccionado provocando un mayor desarrollo de nappes.

No se observan pliegues o éstos son muchos mayores en aquellas unidades en que sus capas presentan grandes espesores. En las secuencias de la Formación El Sábalo no existe un desarrollo de pliegues tectónicos, el plegamiento es sinsedimentario y en sus lechos se forman sólo monoclinales o pliegues muy abiertos (Cobiella Reguera, 2000). Algo similar se puede detectar en los estratos potentes de la Formación Cacarajícara, que se observan formando una yacencia monoclinal deformada y fallada en toda la región (nappes Sierra Chiquita de Pszczolkowski, 1978). Todo lo contrario se aprecia en las secuencias de las formaciones Polier y Santa Teresa (con estratificación laminada), que se presentan formando estructuras combinadas de pliegues y fallas de diferentes escalas (Fig. 3p), que influyen grandemente en la gran distribución que presentan estas unidades en su parte oriental.

En la Formación Artemisa el desarrollo de estructuras plegadas se concentra en aquellas partes donde la unidad presenta horizontes bien estratificados. Por ejemplo, en la parte alta, representada por las rocas del miembro Sumidero, el plegamiento se encuentra muy desarrollado (Fig. 3n). En la cantera ubicada a unos 6 km del poblado de San Cristóbal por la carretera a Bahía Honda así se confirma. Estos pliegues presentan vergencia suroeste originada por sobrecorrimentos internos durante los cabalgamientos.

En El Rosario la presencia de fallas es un elemento muy importante y común, la mayoría de ellas han sido originadas durante el desplazamiento de todas las secuencias desde el sur, apareciendo desde niveles microscópicos hasta sobrecorrimentos que pueden seguirse por el rumbo decenas de kilómetros (Cobiella Reguera et al., 2000); éstas caracterizan su estructura y se ha tenido en cuenta en la confección del corte II', pues influyen en la elevación de la porosidad total (Fernández de Lara, et al., 2000). La gran variedad de planos de despegues y las características internas de las distintas formaciones, donde cada plano de estratificación puede constituir una superficie de deslizamiento, origina la estructura compleja que se presenta en todo El Rosario. El paralelismo general entre el rumbo de las capas y el trazo de los planos de sobrecorrimento respalda esta afirmación (Cobiella Reguera et al., 2000). Lentes de serpentinitas tectónicamente emplazados y brechas tectónicas se asocian con planos de sobrecorrimento en toda el área.

Otro elemento valioso en la tectónica lo constituye la presencia de varios tipos de melanges (Cobiella Reguera, 1998), originados por el movimiento de las masas hacia el norte.

Es muy característico encontrar restos de hidrocarburos en los planos de fallas, tanto inversas como normales, y asociados con los sistemas de agrietamiento que se desarrollan en todo el área. La presencia de restos de hidrocarburos en los sistemas de grietas originadas durante la rotación horaria de los esfuerzos en la región, da elementos para sugerir que la migración ocurrió a finales de los movimientos que provocaron los cabalgamientos.

Los datos de la exploración petrolera, debido a la densidad de las perforaciones en el área, permiten distinguir el comportamiento y la posición de los distintos mantos en el subsuelo (López et al., 1999).

Pozo Chacón 2. Este pozo es un buen ejemplo de los mantos de la UTE Rosario donde están ausentes las rocas jurásicas.

- 1)- Los primeros 340 m pertenecen a depósitos postorogénicos de la Formación Guanajay (Oligoceno Superior).
- 2)- El intervalo situado entre 1646-1700 m está representado por calizas y silicitas. Se determinaron foraminíferos planctónicos del Albiano-Cenomaniano, atribuidos a la Formación Carmita. El contacto de dicha formación con los estratos suprayacentes de la Formación Polier es de tipo tectónico y con el infrayacente del Berriasiano-Valanginiano es discordante, faltando los depósitos del Hauteriviano-Barremiano (López et al., 1998).

Pozo CHD 1X. El corte estratigráfico del pozo corresponde a tres mantos tectónicos constituidos por sedimentos de la subzona El Rosario. El pozo terminó en las secuencias sinorogénicas de la Formación Manacas por lo que no descubrió los carbonatos más profundos y no interceptó los depósitos de la Formación San Cayetano. El primer manto del pozo cortó secuencias de Rosario Norte con la presencia de la Formación Polier, mientras que el segundo y tercer manto pertenecen a la secuencia Rosario Sur con un predominio de las rocas jurásicas. En resumen, el primer manto es terrígeno - carbonatado, el segundo carbonatado - silíceo y el tercero carbonatado (Fig. 5.11).

Al igual que en el pozo Chacón 2, queda la interrogante del contacto discordante de la Formación Carmita con los depósitos del Berriasiano-Valanginiano, faltando el Hauteriviano-Barremiano (López et al., 1998).

En el pozo Martín Mesa 2 se describe el corte completo de las secuencias de El Rosario con aporte de areniscas cuarcíferas, el mismo comienza con los depósitos de la Formación Polier (1730-2196 m), concordantemente yacen debajo los del Berriasiano-Valanginiano y finalmente en discordancia, los del Jurásico Superior Tithoniano (Fig. 5.10) (López et al., 1998).

Pozo Pinar 2: Se demuestra la tectónica de cabalgamientos donde prevalecen las secuencias cretácicas de la Formación Carmita y de la Formación Polier, esto demuestra que el pozo hasta los 3826 m sólo descubrió sedimentos de la secuencia Rosario Norte (Fig. 5.10) (López et al., 1998).

1.3.3 - Magmatismo.

Teniendo en cuenta el modelo de evolución geológica de Martínez et al. (1991) para explicar el magmatismo del área, se considera que las rocas intrusivas y efusivas presentes en el territorio están representadas por distintas secuencias:

A)- Formación vulcanógeno - sedimentaria El Sábalo, a la que se atribuye edad Oxfordiano (magmatismo Jurásico pre- Kimmerigiano).

B)- Pequeños cuerpos subvolcánicos (sills) de diabasas y derrames de lavas basálticas, emplazados concordantemente entre los depósitos terrígeno - carbonatados de la Formación Artemisa (magmatismo Cretácico Inferior- Neocomiano).

C)- Restos de rocas del complejo ofiolítico y su cobertura, emplazadas y atrapadas en el área a su paso hacia el norte durante la obducción. (magmatismo Cretácico Inferior Aptiano - Cretácico Superior pre-Campaniano).

A)- Magmatismo Jurásico Oxfordiano.

Con este período están relacionadas las secuencias vulcanógeno-sedimentarias pertenecientes a la Formación El Sábalo que afloran en las unidades septentrionales de la subzona El Rosario (Martínez et al., 1994).

Conjuntamente con los efusivos basálticos, caracterizan el corte de esta formación numerosos cuerpos subvolcánicos de doleritas, gabrodoleritas y gabros normales, que conforman sills en estrecho vínculo con los depósitos terrígeno-carbonatados. El espesor de los mismos puede variar desde algunos centímetros hasta decenas de metros.

B)- Magmatismo Cretácico Inferior - Neocomiano.

A este período, corresponde la segunda etapa importante del desarrollo del magmatismo en la región occidental, el cual se manifiesta en el área de investigación en forma de pequeños cuerpos subvolcánicos (tipo sill) de diabasas y derrames de lavas basálticas emplazadas concordantemente entre los depósitos carbonatados pertenecientes a la Formación Artemisa de edad Jurásico Superior - Cretácico Inferior Neocomiano (Martínez et al., 1991).

Dichos cuerpos están localizados en la porción centro-oriental de la Sierra del Rosario, con espesores que no rebasan las decenas de metros. El más significativo se encuentra aflorando en la localidad Mocho del Jagüey en un corte de aproximadamente 150 m de extensión, en el borde sur de la carretera de montaña Soroa - Niceto Pérez. En el mismo se observa, entre las calizas y silicitas del miembro Sumidero de la Formación Artemisa, una colada basáltica cuyo espesor oscila entre 1.5 y 6 m. Es evidente el carácter concordante de los contactos infra y suprayacente, con débil grado de alteración termal en endo y exocontacto (Chang y Vázquez, 1991).

C)- Magmatismo Cretácico Inferior Aptiano - Cretácico Superior pre - Campaniano.

Las rocas ultramáficas que se relacionan con este período están presentes en diferentes zonas estructuro-faciales, asociadas a las fajas de melanges, olistostromas, así como a cuerpos lenticulares de considerables dimensiones.

Según los datos de levantamiento geológico (Martínez et al., 1991), los cuerpos ultrabásicos que afloran en los límites de la subzona El Rosario están asociados a:

- 1)- Formación Manacas
- 2)- Melange de la Falla Pinar

La Formación Manacas es una secuencia clástica de origen olistostrómico. Se reportan cuerpos lenticulares de diferentes dimensiones en los planos frontales de los mantos de sobrecorrimiento y constituyen bloques ultrabásicos serpentinizados del complejo ultramáfico, que en ocasiones constituyen placas de un melange mezclado en el olistostroma.

El melange de la falla Pinar no presenta en nuestra área un desarrollo continuo, sino que forma pequeños cuerpos aislados, con espesores que no rebasan los 250 m. El exponente de mayor relevancia fue interceptado desde la profundidad de 279 m hasta los 489 m por el pozo 7 del levantamiento (Martínez et al., 1991), donde en una matriz serpentínica, cizallada y tectonizada, se incluyen abundantes bloques de diversas dimensiones.

CAPÍTULO II. METODOLOGÍA DE LOS TRABAJOS

La metodología para la confección de este trabajo consta de tres etapas: (1) dedicada a la búsqueda y estudio de toda la información existente, consultándose todos los informes, artículos y trabajos geológicos del área, a los cuales se tuvo acceso en la Oficina Territorial de Recursos Minerales de Pinar del Río y la Ciudad de la Habana, Biblioteca de la Universidad de Pinar del Río, la Empresa Geominera de Pinar, así como la revisión de internet y el intercambio de información con otros especialistas; (2) consistió en la realización de los trabajos de campo para la obtención de datos reales, basada en la realización de cuatro perfiles situados transversalmente a las estructura, de forma que se pudieran estudiar todas las secuencias y la mayor cantidad de fenómenos desarrollados en la porción oriental de la Sierra del Rosario, además de la observación de diferentes puntos de interés en los límites de la zona de los trabajos; (3) el procesamiento e interpretación de los resultados y la confección de esta memoria.

2.1- Algunos conceptos básicos y definiciones.

Con el objetivo de facilitar la comprensión de las ideas que se abordan en el texto, se considera oportuno precisar la terminología empleada y su significado, así como los diferentes elementos estructurales tenidos en cuenta y su modo de procesamiento para una adecuada interpretación.

2.1.1- Tipos de Grietas.

Las grietas por su posición en el plano con respecto al esfuerzo que las provocan se pueden subdividir (Mcklay, 1987):

1- Grietas de extensión: El plano de fractura es normal al mínimo stress principal durante la formación de las grietas.

2- Grietas de cizallas: A veces aparecen conjugadas formando ángulos de 60° o más, el plano de grietas de cizalla presenta pequeños desplazamiento de cizalla.

3- Grietas combinadas de cizalla y extensión (grietas híbridas): Muestran características de las grietas de cizalla y de extensión.

4- Grietas de extensión irregular: En ellas la extensión ocurre en todas las direcciones (a veces debido a fracturas hidráulicas como resultado de alta presión de fluidos de poros), dando lugar a patrones de grietas irregulares.

Las grietas de extensión pueden ser analizadas por ploteo de las trazas de los planos de grietas y sus polos en proyección estereográfica. La dirección σ_3 es polo del plano de grieta, el cual contiene los ejes σ_1 y σ_2 . Las grietas de extensión solas no dan la orientación de σ_1 y σ_2 , necesitándose otros indicadores, como la orientación de fibras en las vetas.

Las grietas de cizallas, generalmente aparecen en pares conjugados formando un ángulo de intersección mayor que 60° . El ploteo de éstos en proyección estereográfica, muestra que la línea de intersección de los planos es el eje σ_2 , σ_1 biseca el ángulo agudo entre los planos de grietas y σ_3 está a 90° de ambos.

Los pliegues cilíndricos típicamente exhiben grietas y sistemas de fallas. Los sistemas de fracturas extensionales son comúnmente paralelos o normales a los ejes de los pliegues. Las grietas de cizallas se desarrollan comúnmente en los flancos de los pliegues.

En sistemas de pliegues no cilíndricos, las fracturas son controladas por la variación de sistemas de stress y de aquí su desplazamiento alrededor del pliegue.

Las vetas, igual que las grietas pueden clasificarse en:

- 1- Vetas extensionales: se forman normal a σ_3 y sus fibras son perpendiculares a los límites de grietas.
- 2- Vetas de cizalla o híbridas: sus fibras son oblicuas a los límites de las vetas.
- 3- El eje de las fibras en vetas fibrosas es aproximadamente paralelo a la orientación de σ_3 .
- 4- Los sistemas de vetas en escalón se localizan comúnmente en zonas de shear semi-frágil y pueden ser utilizados como indicadores cinemáticos y en el análisis de desplazamientos.

2.1.2- Micropliegues.

Cuando las rocas están afectadas por una deformación continua importante y cuando su litología no es homogénea, se forman pliegues en función de la litología, estos pliegues pueden ser de todo tipo, desde pliegues por cizallamiento y flexión hasta pliegues de flujos. Es

frecuente encontrar pliegues de escalas métricas, decimétricas, centimétricas y milimétricas, que por comodidad se les denomina micropliegues, por oposición a las estructuras de mayor tamaño (Mcklay, 1987).

Cualquiera que sea el tipo de microplegamieto, introduce siempre en la roca un eje B que puede corresponder a una verdadera lineación de microplegamiento, que es un elemento estructurológico muy importante para todo tipo de análisis microtectónico (Mcklay, 1987).

2.1.3- Relación entre la esquistosidad, lineación y plegamiento.

La esquistosidad y lineación son siempre la consecuencia de un plegamiento. Así pues, es lógico que estas microestructuras tengan relación simple con los pliegues y, en consecuencia, permiten dar rápidamente una idea sobre la geometría y el mecanismo de formación de pliegues (Mcklay, 1987).

En el caso de esquistosidad de flujo, ésta permanece en todas partes paralela al plano axial, mientras la esquistosidad de fractura presenta generalmente forma de abanico, correspondiendo a un plegamiento por flexión, aplanamiento y cizallamiento.

El budinage se produce cuando la esquistosidad se hace paralela a la estratificación y un nivel competente está limitado por niveles incompetentes. Se encuentran todos los estadios intermedios entre el budinage incipiente, que solamente provoca un adelgazamiento periódico de los estratos, y el budinage evolucionado, en el que las diferentes budinas están totalmente separadas (Mcklay, 1987).

2.1.4- Reglas para la utilización de la esquistosidad de los pliegues.

La observación de la esquistosidad informa inmediatamente sobre la disposición del plano axial de los pliegues, es decir, entre otras, sobre la vergencia de las estructuras. De este modo basta con observar una esquistosidad vertical para estar seguros de la presencia de pliegues con planos axiales verticales, o de una esquistosidad horizontal para estar seguros que existen pliegues tumbados. Además, la lineación de intersección esquistosidad - estratificación indica inmediatamente cuál es el buzamiento del eje del pliegue (Mcklay, 1987).

En una serie con esquistosidad vertical la disposición de intersección $S_1 - S_0$ permite saber inmediatamente de qué lado se encuentra la charnela anticlinal o sinclinal; se puede, por tanto, con la ayuda de este único medio determinar el orden estratigráfico, es decir, conocer la polaridad de las capas. Esta polaridad es evidente cuando los buzamientos de S_0 son pequeños, pero lo es menos cuando el buzamiento es mas fuerte. Cuando S_0 es subvertical se puede evidentemente dudar entre dos polaridades opuestas; así pues, cuando el ángulo esquistosidad - estratificación es pequeño permite eliminar esta indeterminación. A veces este ángulo no es mayor de algunos grados y sólo un examen atento permite ponerlo de manifiesto.

En una serie con esquistosidad, en un sistema de pliegues vergentes en un mismo sentido, se puede también fácilmente situar los anticlinales y sinclinales, es decir, distinguir los flancos normales y los inversos. En efecto, se comprueba que el ángulo que forma la esquistosidad con la estratificación es diferente en un flanco normal y en uno inverso; en el primer caso la estratificación tiene buzamiento mayor que la esquistosidad, mientras en el flanco inverso la disposición es contraria (Mcklay, 1987). Este criterio puede remplazarse por el criterio “disposición de los pliegues”, en efecto, éstos son muy diferentes en los flancos normales e inversos. En los primeros tienen una vergencia conforme a la vergencia general, mientras en los segundos muestran por una vergencia aparente en sentido opuesto

2.1.5- Fallas de sobreempuje.

Para determinar el movimiento en las fallas de sobreempuje es necesario tener presente algunos aspectos (Mcklay, 1987):

- 1- Regla del arco y la flecha. En el plano estas fallas son comúnmente curvadas y la dirección del movimiento es generalmente normal a la cuerda en dirección del arco.
- 2- El movimiento es normal a la rampa frontal.
- 3- El movimiento es normal a los pliegues producidos sobre la rampa frontal.
- 4- El movimiento es paralelo a los sistemas de rampas y pliegues asociados laterales.
- 5- El movimiento puede ser determinado por el desarrollo de superficies de deslizamiento y otras lineaciones en los planos de fallas.
- 6- El movimiento puede ser determinado por lineaciones dúctiles en o cerca del plano de falla (lineaciones miloníticas).
- 7- En un régimen de deformaciones dúctiles los pliegues se forman inicialmente paralelos al frente de sobreempuje, pero la subsecuente deformación provoca una rotación tendente al paralelismo con la dirección del transporte.

2.1.6- Fallas de desgarre.

Estas fallas son verticales en la parte superior de la corteza y su desplazamiento se produce en la horizontal, clasificándose en dextrales y sinestrales. A continuación se ofrecen algunas observaciones interesantes:

- 1- Estas fallas se inician por el desarrollo de cizallas Riedel (V_1 y R_2), orientadas aproximadamente a 30° del máximo stress compresivo σ_1 . El movimiento se encuentra en un sistema de Riedel R_1 sintético, mientras el sistema antitético R_2 se encuentra subordinado. En ocasiones los sistemas sintéticos P y antitéticos X pueden desarrollarse.
- 2- La principal falla de desgarre se orienta a 45° del máximo stress compresivo σ_1 .
- 3- Las fallas de desgarre secundarias (antitéticas y sintéticas) ocurren a lo largo del Riedel y pueden desarrollar sus propias fallas secundarias.

El desplazamiento a través del plano de falla puede determinarse por:

- 1- Superficies de deslizamiento o estrías en los planos expuestos.
- 2- Análisis del patrón de fallas sintéticas y antitéticas y el modelo de fracturas menores.
- 3- Rotación de estructuras en la zona de falla, indicando dirección del movimiento.
- 4- Desarrollo de estructuras horizontales lineales en rocas adyacentes.

2.2- Métodos de procesamiento.

Conjuntamente con las observaciones detalladas de los afloramientos durante el itinerario geológico, debe prestarse atención a la posible superposición de eventos tectónicos en el tiempo, sentido e intensidad de las fuerzas que lo originaron y su relación con las demás estructuras conocidas; así, a la vez que se obtienen los elementos necesarios para la construcción de los perfiles geológicos a escala 1:10 000, se realizan numerosas mediciones de elementos estructurales para su posterior procesamiento e interpretación.

Conociendo la orientación espacial de los planos axiales y ejes de los pliegues, grietas de cizallas, de extensión e híbridas, es posible determinar la orientación del máximo stress compresivo σ_1 , causante de tales deformaciones en cada punto de observación, por lo que puede determinarse su comportamiento a lo largo del corte.

Con el objetivo de buscar representatividad en el número de datos a manejar, se realiza el agrupamiento de la información por sectores, haciendo uso de las fallas de sobrecorrimento que atraviesan los perfiles.

Con los datos agrupados y la previa rotación de los mismos hasta la posición que ocupaban en el momento de su aparición, se procedió a elaborar los diagramas correspondientes en cada caso.

Otros elementos aportados por las descripciones detalladas de los afloramientos y observaciones de campo han sido manejadas en la interpretación de los resultados. El procesamiento automatizado de la información se ejecutó con los Software Net-88 y Spheristat.

CAPÍTULO III. DESCRIPCIÓN GEÓLOGO-ESTRUCTURAL POR PERFILES Y PUNTOS EN EL ÁREA.

En este capítulo se brinda la información recolectada durante los trabajos de campo. Se realizaron cuatro perfiles convenientemente distribuidos, tratando de interceptar las secuencias en distintas posiciones del corte para esta parte de la Sierra del Rosario. La orientación siguió un rumbo (sur-norte), utilizando fundamentalmente los cauces de los ríos (Bayate, San Juan, San Francisco y San Caudio), para lograr un mejor grado de aflorabilidad de las distintas secuencias que se distribuyen en el área, además de la información de un número de puntos distribuidos en el área, que ayudan al desciframiento de la geología de la región (Fig. 5.4).

Los puntos de observación se fueron ubicando a lo largo de los perfiles en los mejores afloramientos, en los que se realizó una detallada descripción atendiendo a la litología y las diferentes estructuras disyuntivas y plicativas observables. Se le brindó especial atención al análisis de vetas y grietas, así como a la orientación del plegamiento.

3.1- Descripción del perfil AA' (Río Bayate).

El perfil comienza al norte de la falla Pinar, por el río Bayate, siguiendo una dirección sureste - noroeste, al suroeste de la loma Mira Cielo, hasta las cercanías de la loma del Mulo.

El itinerario se inicia en la Formación Artemisa con un gran afloramiento en el cauce del río, donde predominan las capas de calizas con espesores de (20 - 30 cm), de color gris claro, interestratificadas con areniscas de granos finos con espesores de hasta 30 cm y capas de pedernal negro que alcanzan los 10 cm de espesor. Las secuencias en su conjunto aparecen afectadas por vetillas de calcita y restos de hidrocarburos.

Las rocas tienen yacencia suroeste ($220^{\circ}/30^{\circ}$). Se observan claramente tres sistemas de vetas bien diferenciadas (Fig. 3.1). El primero de rumbo noreste con 60° , el segundo de rumbo noroeste con 310° y el tercero con un rumbo similar al primero pero que desplaza al segundo, lo que indica que fue originado más tardíamente. El segundo sistema, originado por esfuerzos de orientación noroeste, está constituido por grietas en escalón. El tercero indica el desplazamiento del esfuerzo hacia el este, en rocas con yacencia noroeste $280^{\circ}/18^{\circ}$. Se observan además tres sistemas de grietas como se muestra en la Fig. 3.2.

1) Grietas de cizalla originadas por esfuerzos noroeste, con orientación $210^{\circ}/78^{\circ}$ y $350^{\circ}/80^{\circ}$.

2) Grietas de extensión originadas por el mismo esfuerzo, con orientación $110^{\circ}/60^{\circ}$.

3) Cizallas originadas por esfuerzos con una componente más hacia el este. Su orientación oscila entre $200^{\circ}/60^{\circ}$ y $310^{\circ}/60^{\circ}$, respectivamente.

En el punto 2a se describe un gran afloramiento a ambos lados del río, con un predominio de calizas de color gris claro, con vetas de calcita y restos de hidrocarburos, y algunas intercalaciones de areniscas de granos finos (Formación Polier). El afloramiento posee una longitud de 100 m y las secuencias se encuentran plegadas en toda su extensión.(Fig. 3.3)

1)Plano Axial $320^{\circ}/50^{\circ}$, Eje de Pliegue $50^{\circ}\rightarrow 220^{\circ}$ 2)Plano Axial $330^{\circ}/45^{\circ}$, Eje de Pliegue $45^{\circ}\rightarrow 240^{\circ}$ 3) Plano Axial $060^{\circ}/65^{\circ}$, Eje de Pliegue $20^{\circ}\rightarrow 310^{\circ}$.

En el punto 3a se siguen observando calizas de color gris claro con alternancia de areniscas pertenecientes a la Formación Polier. Toda la secuencia se encuentra plegada y fallada, formando un sistema de fallas normales. En las grietas se observan restos de hidrocarburos (Fig. 3.4).

Fallas normales: 1) $270^{\circ}/60^{\circ}$, 2) $270^{\circ}/60^{\circ}$, 3) $060^{\circ}/65$. Fallas inversas: 4) $080^{\circ}/60^{\circ}$

Pliegue N°1 Plano Axial $230^{\circ}/60^{\circ}$, Eje del Pliegue $40^{\circ}\rightarrow 310^{\circ}$. Pliegue N°2 Plano Axial $220^{\circ}/60^{\circ}$, Eje del Pliegue $40^{\circ}\rightarrow 290^{\circ}$. Pliegue N°3 Plano Axial $290^{\circ}/70^{\circ}$, Eje del Pliegue $60^{\circ}\rightarrow 200^{\circ}$. Pliegue N°4 Plano Axial $100^{\circ}/60$, Eje del Pliegue $70^{\circ}\rightarrow 195^{\circ}$.

En el punto 4a se localizan las mismas calizas de color gris claro, con vetas de calcita y restos de hidrocarburos, así como algunas intercalaciones de arenisca de grano fino pertenecientes a la Formación Polier. Aquí las rocas poseen yacencia $S_0 160^{\circ}/32^{\circ}$.

En el punto 5a, el afloramiento tiene 40 m de largo con 12 m de altura. En esta parte del corte la secuencia se encuentra muy deformada, conformando pliegues de tipo chevron, donde sus planos axiales aparecen casi horizontales (Fig. 3.5). Son abundantes las calizas de color gris claro con espesores de 20 a 30 cm, atravesadas por numerosas vetas de calcita y restos de hidrocarburos. En ocasiones se observa material carbonoso. A menudo se localizan finas intercalaciones de calcarenitas o areniscas calcáreas, microplegadas, deleznales, de grano muy fino y color gris oscuro (Formación Polier). Las capas buzan al suroeste 190° . Plano Axial $190^\circ/12^\circ$ Eje de Pliegue $25^\circ \rightarrow 260^\circ$.

El punto 6a, a 200 m del anterior, se caracteriza por un predominio de calizas de color gris con abundantes vetillas de calcita en muchas direcciones, con las que en reiteradas ocasiones se asocian restos de hidrocarburos. Estas calizas tienen espesores que varían de 15 a 25 cm. A veces en las calizas se localizan finas capas de material carbonoso. Se observan pocas intercalaciones de areniscas de grano fino, con cuarzo y material carbonatado, con un espesor aproximado de 10 cm (Formación Polier). Las capas poseen yacencia al oeste $S_0 270^\circ/25^\circ$. El afloramiento tiene una longitud de 20 m (Fig. 3.6). El sistema (1) de grietas es el más antiguo, pues las vetas que se encuentran en esa dirección están desplazadas por las grietas del sistema (2).

Siguiendo la misma dirección, a 125 m del punto anterior, se localiza el punto 7a representado por un afloramiento de unos 35 m de largo. Se observan fundamentalmente calizas de color gris claro con abundantes vetas de calcita, en ocasiones, con restos de hidrocarburos. El espesor de los estratos de calizas oscila entre 2 cm hasta 15 y 30 cm; se observan también finas intercalaciones de areniscas cuarzosas de granos finos agrietadas, y finas capas de pedernales de color negro. En la parte inferior del afloramiento la secuencia se encuentra plegada en forma de pliegues continuos de tipo chevron, donde sus planos axiales están inclinados hacia el suroeste $240^\circ/40^\circ$. La yacencia de las rocas es $S_0 230^\circ/50^\circ$ (Fig. 3.7).

Fallas: 1) $250^\circ/50^\circ$, 2) $270^\circ/50^\circ$, 3) $240^\circ/40^\circ$. Pliegue: Plano Axial $240^\circ/40^\circ$.

Eje del Pliegue $20^\circ \rightarrow 332^\circ$.

En el punto 8a continúa el predominio de las calizas de color gris claro con vetas de calcita y restos de hidrocarburos, intercaladas con areniscas de grano fino (Formación Polier). A unos metros de este punto se localiza el contacto entre las formaciones Polier y Artemisa, a través de una falla de bajo ángulo cuyo plano se hunde hacia el norte. En esta dirección, las rocas de la formación Artemisa aparecen onduladas y formando pliegues de charnelas amplias. Las secuencias poseen yacencia suave con ángulos menores de 10° y acimut de buzamiento de 115° al sureste.

A 200 m del contacto anterior se localiza un afloramiento de 13 m de longitud (punto 9a), que constituye una secuencia plegada con amplias charnelas (Fig. 3.8).

Plano Axial $250^\circ/62^\circ$, Eje del Pliegue $20^\circ \rightarrow 350^\circ$.

Inmediatamente, a 25 m se encuentra una antiforma y una sinforma. Continúan las calizas de color gris claro, con vetas de calcita y restos de hidrocarburos (Formación Artemisa). Seguidamente se localiza otro cambio a una antiforma con flancos de buzamiento muy suave.

Flanco norte de esta estructura $S_0 358^\circ/18^\circ$ Flanco sur $S_0 255^\circ/15^\circ$.

Plano Axial $360^\circ/85^\circ$ Eje del Pliegue $10^\circ \rightarrow 300^\circ$

La charnela de esta estructura es amplia con planos axiales casi verticales que se extienden en una dirección 300° (rumbo), el eje de este pliegue también se orienta en esta dirección $10^\circ \rightarrow 300^\circ$ (Fig. 3.9).

A 250 m del punto anterior se localiza el punto 10a, representado por calizas de color gris claro con vetas de calcita y en ocasiones restos de hidrocarburos y de material carbonoso. Estas calizas tienen un espesor de 10 a 20 cm y poseen intercalaciones de areniscas cuarzosas de

granos gruesos y finos (Formación Polier). En las areniscas se localizan restos de hidrocarburos asociados a grietas. El espesor de esta secuencia es muy variado, oscilando entre unos pocos centímetros y un decímetro. El afloramiento tiene aproximadamente 100 m de largo y en él se muestra un pliegue antiformal que aflora en el cauce del río. En el flanco norte del pliegue las rocas poseen una orientación $S_0 340^\circ/25^\circ$, mientras en el flanco sur de esta estructura su orientación es $S_0 195^\circ/30^\circ$, y constituye el flanco de otra estructura sinformal que presenta los planos axiales paralelos, pero en su núcleo el ángulo de buzamiento de las rocas es mucho más abrupto (75°).

En el punto 11a se localizan calizas grises con finas intercalaciones de areniscas de color amarillento, bien estratificadas (Formación Polier). Siguiendo el itinerario, a unos 300 m del punto 11 se detecta el contacto normal entre la Formación Polier y la Formación Santa Teresa, apareciendo los pedernales con intercalaciones de lutitas finamente estratificadas. El espesor de esta secuencia en el área es de alrededor de los 100 m. No se realizaron mediciones de buzamiento debido a las limitaciones del afloramiento.

Algo semejante sucede en la parte caótica del perfil donde aparecen desarrolladas secuencias de la Formación Manacas que yacen sobre los depósitos de la Formación Santa Teresa. A continuación se localiza la Formación Polier que descansa discordantemente a través de un contacto tectónico (falla inversa de buzamiento al norte) sobre la Formación Manacas. Aquí se describen los puntos 12a, 13a y 14a, en los que se observan calizas de color gris con restos de hidrocarburos e intercalaciones de areniscas cuarzosas de color amarillento.

3.1.1- Estructuras plicativas del perfil AA'.

Un amplio desarrollo de estructuras plicativas caracteriza el perfil, específicamente en las escalas inferior y media.

Resulta significativo en la escama inferior en la Formación Artemisa, la abundancia de pliegues de tipo chevron que van desde tumbados (Fig. 3.5) hasta inclinados (Figs. 3.3 y 3.4), donde sus ejes y planos axiales se orientan indistintamente en direcciones diferentes. Es común encontrar estructuras complejas combinadas de pliegues y fallas (Figs. 3.3 y 3.4).

En la escama media, en las formaciones Artemisa y Polier, es aún mayor el desarrollo de estructuras plicativas, caracterizadas por suaves flexuras de las capas, observándose a veces una superposición de los esfuerzos deformacionales. Los pliegues existentes son de charnelas amplias y se localizan combinaciones de antiformas y sinformas (Figs. 3.8 y 3.9).

En la escama superior en las formaciones Polier y Santa Teresa no fueron detectadas estructuras plicativas de interés, aquí se trata de suaves flexiones de las capas que no guardan una distribución regular.

3.1.2- Estructuras disyuntivas del perfil AA'.

Numerosas fallas de diferentes tipos, a veces relacionadas con estructuras plegadas, han sido descritas a lo largo del perfil, así como un amplio desarrollo de grietas de cizalla, extensión e híbridas, muchas veces relacionadas con vetas sigmoidales.

En la escama inferior, en el punto 1a, se observan varios sistemas de grietas. Un primer sistema (Fig. 3.1) corresponde a grietas en escalón y grietas de cizallas, mientras en el segundo sistema predominan las grietas de cizallas y extensión (Fig. 3.2). En toda la escama se localizan vetas híbridas rellenas de calcita con restos de hidrocarburos. En las escamas media y superior, en la Formación Polier, también se encuentran abundantes vetas híbridas rellenas de calcita con restos de hidrocarburos y fallas normales e inversas asociadas a plegamientos (Figs. 3.3 y 3.4).

Dos grandes fallas de sobrecorrimento se destacan en el perfil, atravesándolo perpendicularmente, las que fueron tomadas para separar las diferentes escamas tectónicas. Son fallas de bajo ángulo, cuyos planos buzan al norte (entre noroeste 350° y noreste 10°), caracterizados en ocasiones por una estrecha y alargada zona de trituración, en la que pueden descifrarse indicadores del desplazamiento de las escamas hacia el noroeste.

3.2 Descripción del perfil BB' (Río San Juan).

El perfil comienza al norte de la falla Pinar, por el río San Juan, siguiendo una dirección sureste - noroeste desde la localidad La Fernandina hasta las cercanías de la loma del Mulo.

En el punto 1b, el itinerario se inicia con un afloramiento de calizas grises, oscuras, con vetas de calcita y finas capas de pedernales negros intercalados, pertenecientes a la Formación Artemisa, y poseen rumbo noroeste. Se observan ondulaciones en las capas y pliegues tumbados al suroeste, donde sus planos axiales están situados casi horizontales (Fig. 3n). Las calizas contienen abundante materia orgánica.

A unos 300 m del punto anterior, se aprecia un pequeño cuerpo de serpentinita en forma de lente, emplazado tectónicamente dentro las secuencias rocosas del miembro Sumidero de la Formación Artemisa, lo que puede interpretarse como un escamamiento interno dentro de las secuencias de la Formación Artemisa. El espesor de este cuerpo es aproximadamente de unos 10-15 m.

El corte continúa por el cauce del río hasta unos 750 m, donde se detectan areniscas cuarzosas alternadas con calizas grises formando estratos finos con espesores 10-15 cm (Formación Polier), con yacencia S_0 352°/45°. El contacto entre estas secuencias es normal.

En el punto 2b se observa una alternancia de calizas grises, con finas intercalaciones de areniscas de color amarillento, bien estratificadas (Formación Polier). Los ángulos de buzamiento son bajos (yacencia S_0 340/15°), lo que provoca que dichas secuencias se mantengan aflorando durante un largo tramo del perfil.

Desde el punto 2b hasta el punto 5b continúan las secuencias de la Formación Polier, representadas fundamentalmente por calizas de color gris claro que se alternan con areniscas cuarzosas de color blanco amarillentas, con buzamiento al noroeste y ángulos bajos (S_0 348°/20°).

En el punto 6b, se comienza a observar un suelo arenoso de color rojizo y fragmentos de areniscas cuarzosas de grano medio, con algunas capillas de lutitas. Considerando el incremento de las secuencias terrígenas en este sector, las mismas se asignan a la parte alta de la Formación Polier (miembro El Roble).

En el punto 7b, se observa una zona de brechas tectónicas, en las que las serpentinitas engloban grandes bloques de calizas, areniscas, etc. A unos 250 m del punto, la matriz se torna areno-arcillosa. Toda esta zona se asocia a los depósitos caóticos de la Formación Manacas.

En el punto 8b, se describe el límite superior de la Formación Manacas en contacto tectónico con una secuencia de calizas un poco más claras, con intercalaciones de areniscas de grano medio pertenecientes a la Formación Polier. El espesor de esta secuencia en el perfil alcanza unos 350 m aproximadamente, constituyendo la base de una nueva escama.

Para el punto 9b se observa el contacto entre las rocas de la Formación Polier y las rocas de la Formación Santa Teresa, representadas en este caso por silicetas de tonalidades rojizas, con alternancias de lutitas (espesor aproximado 30 m). Estas secuencias están algo fracturadas.

En el punto 10b se describen areniscas polimícticas con alternancias de lutitas y capas de calizas aisladas, secuencias típicas de la parte inferior de la Formación Manacas. Buza al noroeste con ángulos entre 25 y 30°, su espesor es aproximadamente de 200 m.

El punto 11b se localiza sobre una zona de falla. Aparecen las secuencias de la Formación Manacas, plegadas, fracturadas, e inmediatamente comienzan a observarse las intercalaciones de calizas y areniscas cuarzosas de grano medio, típicas de la Formación Polier; éstas se mantienen hasta el final del perfil (punto N° 13b), donde se describen estructuras plegadas de flancos rectos y charnelas agudas, a veces estranguladas, que se desarrollan consecutivamente, provocando que estas secuencias aparenten poseer espesores mayores que los reales y un amplio desarrollo areal (Fig. 3p B, C, D, E).

3.2.1 Estructuras plicativas del perfil BB'.

Un amplio desarrollo de estructuras plicativas caracterizan este perfil, siendo más evidentes en las escamas inferior y superior. Resulta significativo la abundancia de pliegues tumbados en la parte inferior correspondiendo con las rocas de la Formación Artemisa (Fig. 3n C, E), cuyos ejes y planos axiales se orientan indistintamente en direcciones diferentes.

En la escama superior en la Formación Polier es aún mayor el número de estructuras plicativas, que varían desde suaves flexuras de las capas, que expresan a veces una superposición de los esfuerzos deformacionales, hasta pliegues prácticamente isoclinales con planos axiales inclinados al noroeste y estructuras complejas combinadas de pliegues y fallas (Fig. 3p B,C,D,E).

3.2.2 Estructuras disyuntivas del perfil BB'.

Numerosas fallas de diferentes tipos en ocasiones relacionadas con estructuras plegadas han sido descritas a lo largo del perfil, así como un amplio desarrollo de grietas de cizallas, extensión e híbridas, muchas veces relacionadas con vetas sigmoidales.

En la escama inferior, muy cerca del punto 2b, se localiza un sistema de fallas paralelas con rumbo sureste 140° en rocas de la Formación Artemisa que con semejantes características se aprecian en la Formación Polier. Amplios sistemas de grietas fueron también analizados en el punto 2b, donde se localizan grietas híbridas rellenas de calcita, aspecto que se repite para casi toda la escama inferior.

En la parte media del perfil se observaron grietas híbridas y de cizallas tanto en la Formación Polier como en Santa Teresa. En la escama superior se mantienen las grietas, pero se aprecian grandes fallas inversas y normales asociadas con plegamientos.

Dos grandes fallas de sobrecorrimientos se destacan en el perfil y son las que lo atraviesan perpendicularmente, las que se toman como elemento para su subdivisión en escamas tectónicas.

3.3 Descripción del perfil CC' (Río San Francisco).

El perfil se realizó por el río San Francisco comenzando a unos 1000 m del cafetal Buenavista siguiendo una dirección noreste y finaliza a unos 1500 m antes del poblado de Caniguao. Este perfil tiene 3200 m de longitud.

En el primer punto aparece una alternancia de calizas de color gris oscuro con vetas de calcita, de espesores que varían desde 1-10 cm, con areniscas de grano fino, de color gris amarillento y espesores que pueden llegar hasta 20 cm; en ocasiones se intercalan finas capas de lutitas con yacencia S_0 $174^\circ / 76^\circ$ (Formación Polier). El espesor del afloramiento es aproximadamente de 5-6 m y se puede seguir por el rumbo 15 m por el lecho del río (Fig.3.10), en el que se observa una secuencia deformada que constituye pliegues sucesivos de flancos paralelos (isoclinales). Los planos axiales son aproximadamente paralelos y buzan en una dirección 080° este, con ángulo de 72° y los ejes se hunden al noroeste 350° con ángulos abruptos (72°).

Unos 100 m más adelante se observaron brechas típicas de la Formación Cacarajícara, con un espesor de aproximadamente 15 m, constituidas por fragmentos pequeños de calizas y silicitas de variados colores.

En el punto 2c, en la ladera derecha del río aparece un afloramiento de unos 15 m, constituido por una alternancia de calizas y areniscas de grano fino, típicas de la Formación Polier. La secuencia está plegada y las rocas están atravesadas por abundantes vetas de calcita (Fig.3.11).

En el punto 2c más 25 m, se observa una secuencia de la Formación Polier, que por la terraza paralela al río ha sido afectada por un sistema de fallas inversas (Fig. 3.12). Además existen otros indicadores, como las escamas de calcita, que se originan a partir de movimientos transcurrentes siniestros de pequeña magnitud con rumbo noroeste 340° . Aparecen también fallas normales con inclinación vertical que perturban el corte.

A 10 m del punto anterior aparecen distintos sistemas de vetillas de calcita. Numerosos pliegues se describen para esta parte del perfil, predominantemente de tipo chevron (Fig. 3.13), a veces con sus charnelas estranguladas (Fig. 3.14) y en ocasiones completamente acostados, donde sus planos axiales se encuentran bastante horizontalizados, tumbados hacia el sureste.

En el punto 3c sobre el lecho del río se alternan calizas de color gris, con vetas de calcita, y areniscas de grano fino, en ocasiones con algunas capas de lutitas y yacencia S_0 032°/32° (Formación Polier).

A 50 m del punto 3c, a la derecha del río se describe una secuencia donde alternan areniscas de grano fino, de color amarillento, con calizas; en ocasiones existe mucha abundancia de materia orgánica en las calizas de fina estratificación (Formación Polier), con abundantes grietas y vetas rellenas de calcita. Las capas de areniscas alcanzan espesores de hasta 40 cm y poseen yacencia S_0 034°/28°.

A los 100 m del punto 3c se observan bloques grandes de brechas (clastos finos calcáreos y de silicitas), típicas de la Formación Cacarajícara.

En el punto 3c más 200 m comienzan a aparecer grandes bloques de calizas. Sobre estas rocas se desarrollan muy bien los fenómenos cársicos (dientes de perro). Las calizas son masivas, de color gris amarillento, en ocasiones algo arenosas, con vetas de calcita, pertenecientes a la Formación Polier.

En el punto 4c, ubicado en el margen derecho del río, en la cascada grande, hay un predominio casi exclusivo de calizas micríticas, de color gris con tonalidades de color crema. El corte está muy fracturado y se observan capas de hasta 1 cm de espesor con yacencia S_0 068°/32°. En esta zona se detectan dos sistemas de grietas; el más antiguo con un acimut de 190° y el más joven de 100° (Fig. 3.15).

A los 75 m del punto 4c se continúan observando calizas micríticas con abundantes vetas de calcita y yacencia S_0 006°/30°.

Siguiendo el perfil 125 m más adelante, en el camino que se encuentra a la derecha del río se observa una abundante alternancia de calizas, areniscas y lutitas (corte normal de la Formación Polier); sin embargo, por el río el corte que se observa es calcáreo (calizas), de estratificación media a gruesa, las rocas son de color gris oscuro, en ocasiones carmelita crema, pero no aparecen areniscas. Existen numerosas vetas y grietas. Las calizas forman una estructura monoclinal con yacencia S_0 010°/52° (Fig. 3.16), donde se pueden observar dos sistemas de vetas de calcita que constituyeron grietas de extensión.

En el punto 5c se observan calizas micríticas de color gris oscuro con abundantes vetas de calcita.

Aproximadamente 7 m más adelante, siguiendo la corriente del río, existe una zona de falla, donde se observan areniscas de color gris oscuro de grano grueso con yacencia S_0 350°/35°. En ocasiones dentro de las areniscas se observan unas rocas verdes intercaladas, al parecer pequeños cuerpos de serpentinitas emplazados tectónicamente en las zonas de fallas.

A 10 m del punto 5c se observa, en el lecho del río, un gran afloramiento de areniscas de granos finos de color gris, muy agrietadas, pertenecientes a la Formación Polier (Fig. 3.17). Este afloramiento está afectado fundamentalmente por grietas de cizalla, formando dos sistemas claramente definidos originados al mismo tiempo, pues no existe desplazamiento entre ellos.

A 45 m del punto 5c hacia delante, se observa un gran afloramiento de brechas tectónicas constituidas por clastos finos de color gris crema cuyos contactos no están muy claros. Por encima de ellas continúan observándose las rocas de la Formación Polier (calizas de granos finos de color gris claro a veces carmelitas, con abundante vetas de calcita) con yacencia S_0 355°/50°.

En el punto 6c se observan en el cauce del río abundantes fragmentos de calizas de tamaño variable entre 20 y 30 cm.

En el punto 7c y desde el punto anterior, aparecen por todo el cauce del río calizas de color gris en forma de grandes bloques de 5-6 m de espesor.

En el punto 8c se observa una zona de falla. Se describen areniscas polimícticas de granos finos, de color amarillento, muy plegadas y fracturadas, pertenecientes a la Formación Manacas (Fig. 3.18), con yacencia S_0 108°/44°.

Existe un desarrollo considerable de estructuras plicativas, fundamentalmente asociadas a las áreas donde se desarrollan las secuencias de la Formación Polier.

Es muy característico observar las secuencias de la Formación Polier perturbadas, provocando la formación de pliegues con charnelas muy apretadas, en ocasiones estranguladas, originando a veces pliegues de tipo chevron, cuyos planos axiales se encuentran inclinados desde aproximadamente 50° hasta casi completamente horizontales (Figs. 3.13 y 3.14), así como estructuras complejas combinadas de pliegues y fallas (Fig. 3.12).

3.3.1- Estructuras plicativas del perfil CC'.

Existe un desarrollo considerable de estructuras plicativas, fundamentalmente asociadas a las áreas donde se desarrollan las secuencias de la Formación Polier. Muchas veces se detectan pliegues consecutivos isoclinales con planos axiales aproximadamente paralelos (Fig.3.10), en este caso con buzamientos de 72° en una dirección 080° este y los ejes se hunden al noroeste 350° . Otras veces son pliegues con charnelas muy apretadas en ocasiones estranguladas y flancos rectos y alargados (de tipo chevron), cuyos planos axiales se encuentran inclinados desde aproximadamente 50° hacia el noreste, hasta casi completamente horizontales (Figs. 3.13 y 3.14).

Resultan común las estructuras complejas combinadas de pliegues y fallas (Fig. 3.12), así como las contorsiones de capas y pequeños pliegues en las cercanías a las zonas de fallas (Fig. 3.18).

3.3.2- Estructuras disyuntivas del perfil CC'.

A lo largo del perfil aparecen numerosas fallas de distintos tipos, así como también es común el amplio desarrollo del agrietamiento, fundamentalmente de grietas de extensión y, subordinadas a ellas, grietas de cizallas e híbridas. Una buena parte de estas grietas se encuentran afectando el corte carbonatado terrígeno de la Formación Polier, las demás tienen lugar en las areniscas polimícticas de la Formación Manacas.

La mayor cantidad de estructuras falladas detectadas, constituyen sistemas de fallas inversas, originadas en un estado compresivo, bajo esfuerzos de orientación marcadamente norte-sur. Dos fallas inversas atraviesan el corte, son fallas de sobrecorrimentos con ángulos entre

40° y 45°. Sus planos se encuentran inclinados hacia el noreste, correspondientes a los puntos 5c y 8c, respectivamente (Fig. 3.18) (Perfil CC').

Se determinó la existencia de indicadores cinemáticos (escamas de calcita), originadas a partir de movimientos transcurrentes de pequeña magnitud, siniestros, con rumbo noroeste 340° en planos de fallas verticales.

3.4- Descripción del perfil DD' (San Claudio).

El perfil se realizó por el río San Claudio siguiendo una dirección norte-sur. Comienza en la intersección del río con el camino entre Oleagas y Mederos y termina en la intersección del camino a Valdés con la carretera que comunica Las Terrazas con Soroa. Este perfil tiene 4600 m de longitud.

En el punto 1d, en el lecho del río afloran secuencias de la Formación Polier, constituidas por una alternancia de calizas y areniscas en ocasiones de estratificación fina, observándose a veces lentes de pedernal dentro de calizas de granulometría muy fina y de color gris. El lecho del río sigue el rumbo de las capas y poseen yacencia S_0 155°/70° (Fig. 3.19).

A 50 m del punto continúa observándose la Formación Polier, representada por calizas en las que se desarrollan estilolitos, constituyendo importantes indicadores para la determinación de la orientación del stress principal (Fig. 3.20).

Entre el punto 1d más 50 m y el punto 2d, primero aparece el suelo de color abigarrado y después se observan abundantes fragmentos de pedernal de pequeños tamaños. En el punto 2d específicamente, se describen las rocas de la Formación Carmita: calizas grises con

intercalaciones de pedernal negro. Subyaciendo a esta secuencia se desarrollan capas de pedernal con intercalaciones de lutitas típicas de la Formación Santa Teresa (Fig. 3.21).

A 70 m del punto 2d, se observa un pliegue con la charnela estrangulada, tumbado hacia el sur (Formación Polier) (Fig. 3.22).

En el punto 3d, se aprecia una secuencia plegada de calizas características de la Formación Polier PA- $214^{\circ}/34^{\circ}$ EP - $140^{\circ}/12^{\circ}$.

Desde 15 m después del punto 3d hasta los 140 m del mismo punto, se observan brechas. En esta última parte, sus bloques son mayores y aparecen fragmentos de pedernal en el suelo. A partir de este punto hasta el río, se observa un suelo abigarrado muy parecido al miembro Roble de la Formación Polier.

En el punto 4d se observan grandes bloques de brechas en el río, con fragmentos de pedernal negro y calizas de distintas tonalidades, típicas de la Formación Cacarajícara.

En el punto 5d se observa el contacto entre el bloque de la Formación Carmita y la Formación Cacarajícara.

Continuando el perfil a 50 m del punto 5d por el río, se observan las areniscas de color verde y calizas de color gris verdoso de la Formación Manacas, 20 m después vuelven a aparecer las brechas.

Más adelante en el punto 6d, se observan areniscas polimícticas de color amarillento, características de la Formación Manacas, que envuelven grandes bloques de brechas con clastos grandes de pedernal de color negro.

En el lecho del río, en el punto 7d aparecen calizas con intercalaciones de areniscas, características de la Formación Polier, donde se desarrollan sistemas de grietas conjugadas (Fig. 3.23). Las calizas y areniscas desaparecen 15 m antes de llegar al punto 8d y comienzan a observarse fragmentos de éstas a un lado del río.

En el punto 8d se aprecia un pequeño afloramiento de pedernal con alternancia de lutitas (Formación Santa Teresa). Por debajo de este afloramiento aparece una zona algo brechosa.

Desde aquí hasta el punto 9d, ubicado en la intersección del camino, se observan rocas calcáreas, de granulometría fina, de color gris, con intercalaciones de areniscas de grano medio, características de la Formación Polier.

En el punto 10d continúan las rocas de la Formación Polier, representadas por alternancias de calizas y areniscas cuarzosas de grano medio con yacencia S_0 088°/38°.

En el punto 11d se describen calizas con intercalaciones de areniscas S_0 100°/88°. Desde este punto hasta el punto 12d se observan por el suelo fragmentos de calizas y areniscas de color amarillento.

En el punto 12d afloran areniscas cuarzosas de granos finos a medios, típicas de la Formación Polier, con alternancia de calizas y abundantes vetas de calcita, con yacencia S_0 088°/10°.

Desde el punto anterior, hasta el punto 13d, aproximadamente 250 m más adelante, continúa la alternancia de areniscas cuarzosas y calizas de color gris claro de la Formación Polier.

A partir de este punto hasta el final del perfil, se aprecia una secuencia muy caótica, constituida por grandes bloques de variadas litologías, donde se ubican los puntos 14d y 15d. Esta sección del perfil se relaciona con la parte alta de la Formación Manacas.

3.4.1- Estructuras plicativas del perfil DD'.

En este corte existe un desarrollo considerable de estructuras plicativas, fundamentalmente asociadas a las áreas donde se desarrollan las secuencias de la Formación Polier, que provocan la formación de pliegues con charnelas muy apretadas en ocasiones estranguladas, originando a veces pliegues de tipo chevron con planos axiales inclinados hacia el sur (Fig. 3.22) o suroeste PA- 214°/34° EP - 140°/12°, hasta casi completamente horizontales. Resulta común encontrar estructuras complejas combinadas de pliegues y fallas.

3.4.2- Estructuras disyuntivas del perfil DD'.

Se detectaron numerosas fallas de distintos tipos, la mayoría de ellas constituyen sistemas de fallas inversas con buzamiento entre 35° y 45° hacia el noreste o noroeste, originadas en un estado compresivo, cuyos esfuerzos expresan una dirección marcada sur - norte.

Un amplio desarrollo del agrietamiento es característico, fundamentalmente grietas de extensión, aunque en menor medida también se desarrollan grietas de cizallas comúnmente conjugadas, híbridas y en escalón, relacionadas principalmente con el desplazamiento de los

mantos tectónicos. Gran parte de estas grietas afectan el corte carbonatado terrígeno de la Formación Polier y las areniscas polimícticas de la Formación Manacas.

3.5- Descripción de puntos en el área.

- **Observaciones realizadas por el rumbo de la zona de Falla Pinar.**

Punto N° 50 (X-302 150, Y-334 125). En el lecho del río San Juan afloran calizas, con alternancias de pedernal (Fig. 3n). Las calizas son de color gris claro, algo arenosas. Los estratos alcanzan hasta 20 cm de espesor y están afectados por vetas de calcita y grietas, con restos de materia orgánica. En ocasiones se observan hidrocarburos en estas grietas. Los pedernales son de color negro y su espesor varía desde los primeros cm hasta alcanzar 15 cm (Formación Artemisa). Las secuencias aparecen plegadas, se distinguen pliegues isoclinales con sus planos axiales inclinados ($45^{\circ} \rightarrow 200^{\circ}$), sus ejes están casi horizontales y se hunden hacia una dirección de 100° . Las rocas presentan yacencia $S_0 200^{\circ} / 30^{\circ}$ (Fig. 3.24).

Punto N° 51 (X-294 250, Y-329 200). (Cantera abandonada en el margen derecho de la carretera a Soroa. En los aforamientos de serpentinita se observan muchos elementos estructurales que permiten determinar los diferentes desplazamientos ocurridos en la falla. Indicadores, tales como estriaciones y escamas de calcita, han permitido distinguir tres momentos de desplazamientos en el tiempo: el primero, evidenciado por estriaciones que tienden a ser horizontales o sub horizontales con desplazamiento siniestro (Fig. 3d), el segundo se superpone al anterior y las estrías marcan una orientación de 45° en el plano (Fig. 3e) y el tercero que indica el desplazamiento vertical originado por una falla normal, en la que el bloque norte está levantado con respecto al bloque sur (Fig. 3f).

El plano de la falla principal medido presenta elementos de yacencia $85^{\circ} \rightarrow 160^{\circ}$ (Fig. 3g), además se observan otros sistemas de fallas secundarios, ($25^{\circ} \rightarrow 065^{\circ}$, $70^{\circ} \rightarrow 220^{\circ}$).

En el piso de la cantera se evidencian otras pequeñas estructuras que al parecer pertenecen a la misma familia que las descritas anteriormente (Figs. 3h, 3i), son estructuras de esquistosidad cizallamiento que demuestran el sentido de los movimientos que afectaron esta zona y que hicieron funcionar la falla Pinar como una fractura de Riedel principal con desplazamiento siniestro (Cáceres, 1997).

Punto N° 52 (X-302 450, Y-333 325). Ubicado en el margen derecho del río San Juan. El afloramiento abarca un área de 100×25 m, donde se observan serpentinitas asociadas con la zona de falla Pinar. Se describen numerosas estructuras de esquistosidad cizallamiento que expresan movimientos siniestros relacionados con la zona de falla Pinar, así como fragmentos de rocas rodeados por material serpentinitico que muestran una apariencia sigmoidal, indicando el sentido del desplazamiento (Fig. 3j). La posición de bloques fracturados y tumbados (Fig. 3.25) en la dirección del movimiento recuerdan estructuras típicas de bookshelf sliding descritas por Ramsay (1987). Otras estructuras medidas confirman el predominio de movimientos sinestrales en la zona de falla.

Punto N° 53 (X-305 825, Y-335 325). Ubicado debajo del puente del río que atraviesa el campismo La Chorrera. Está constituida por calizas de color gris claro, que alternan con areniscas finamente estratificadas, ambas con abundantes vetillas de calcita (Formación Polier). La secuencia en su conjunto aparece plegada, lo que permite, a partir del análisis de sus elementos, determinar el sentido de las fuerzas que provocaron el plegamiento (Fig. 3.26).

A continuación por el cauce del río aguas arriba, a 100 m se observan algunas estructuras como fallas inversas y pliegues con planos axiales y ejes bastante verticalizados, cuya orientación corrobora los movimientos sinestrales de las fallas, como se observa en la Fig. 3.27. En estas secuencias aparecen calizas de color gris oscuro, laminadas e intercaladas con calizas de estratificación más gruesa. Además, aparece un plegamiento en las calizas donde se evidencian elementos estructurales tales como pliegues con vergencia suroeste, con ejes bastantes verticalizados y fallas inversas (Fig. 3.28) que aseguran los desplazamientos sinestrales que caracterizan la zona de falla Pinar.

Punto N° 54 (X-304 650, Y-334 575). Alternancias de calizas y lutitas de la Formación Polier. Las calizas son algo arenosas, de color gris, con abundantes vetas de calcita. Las lutitas son de color carmelita, en forma de láminas muy finas con yacencia S_0 $150^\circ/20^\circ$, S_0 $170^\circ/15^\circ$ (Fig. 3.29) y las estructuras disyuntivas cortan a las rocas con ángulos bajos (PF_1 $35^\circ \rightarrow 150^\circ$, PF_2 $30^\circ \rightarrow 175^\circ$). Este tipo de estructura se repite en el corte, como evidencia de que las mismas se originaron durante los cabalgamientos (Fig. 3.30).

Punto N° 61 (X-309 300, Y-337 650). Situado a 1 km del puente de Cayajabos por la Autopista Nacional en dirección a Pinar del Río. Se observan una serie de cuerpos lenticulares envueltos en una matriz serpentinitica, dando lugar a estructuras en las que se puede determinar el sentido y dirección de los movimientos de éstas a través de su plano principal, con una orientación este-oeste (Fig. 3l). Se aprecia un gran escarpe de falla donde se describen estrías y escamas de calcita que indican movimientos. Las estriaciones presentan orientación $30^\circ \rightarrow 110^\circ$, mientras el plano de falla se inclina al suroeste ($70^\circ \rightarrow 200^\circ$). En el piso del escarpe aparecen una serie de estructuras (fragmentos de rocas desplazados) que confirman los desplazamientos siniestros (Figs.3j, 3k).

Punto N° 64 (X-284 700, Y-325 350). Ubicado a 6 km de San Cristóbal por la carretera a Bahía Honda en su margen derecho. Se observa un gran afloramiento de serpentinitas muy facturadas, donde aparecen bloques de calizas formando cuerpos en forma de budinas (Fig. 3b).

Además se describen abundantes escamas de calcita y estrías que indican la dirección de los movimientos en los distintos planos de fallas (Figs. 3b, 3c).

PF₁ 65°→130°, 08°→125°

PF₂ 85°→215°, 08°→310°

PF₃ 90°→030°, 08°→305°

PF₄ 80°→190°, 10°→260°

A la izquierda de la carretera, en una cantera abandonada, se observa una secuencia plegada de las rocas de la Formación Artemisa. Las rocas poseen yacencia S₀ 050° / 45°; sin embargo, como se puede apreciar en la (Fig. 3n A), la vergencia de los pliegues es suroeste.

- **Observaciones en el contacto de la subzona el Rosario con las rocas de la Formación Capdevila.**

Punto N° 56 (X-303 475, Y-337 425). Intersección de las carreteras Cayajabo - Las Terrazas y Autopista - Las Terrazas. Próximo al contacto de Capdevila con el resto de las secuencias de El Rosario, se describen areniscas polimícticas de grano fino pertenecientes a la Formación Capdevila con yacencia S₀ 235° / 30°. Las rocas aparecen muy afectadas por diversos sistemas de grietas que forman una red cuadrada o rectangular de origen no tectónico (Fig. 3o D).

Punto N° 58 (X-303 500, Y-338 800). Ubicado 2 km al norte por el camino al campamento del MININT, por la carretera Cayajabo – Las Terrazas. En la base del contacto de la Formación Capdevila con el resto de las secuencias de El Rosario, se observa un corte bastante arenoso donde predominan las areniscas polimícticas de color claro, de grano medio, formando capas gruesas. Se observan estrías en los planos con orientación ($30^\circ \rightarrow 110^\circ$).

Punto N° 63 (X-304 625, Y-337 800) Secuencias de la Formación Capdevila, constituidas por areniscas polimícticas con intercalaciones de lutitas y algunas capas de margas, afectadas por plegamientos sinsedimentarios que no guardan relación entre sí a diferentes niveles del corte, indicando posibles deslizamientos submarinos por efectos gravitacionales (Fig. 3.32).

Punto N° 71 (X-307 325, Y-339 800). Cantera para áridos en el caserío El Establo, por la antigua carretera a Cabañas. Rocas de la Formación Capdevila, constituidas por areniscas polimícticas de espesores de 15 cm y mayores, afectadas por fallas normales y transcurrente sinestales ($82^\circ \rightarrow 160^\circ$) (Figs. 3o A, B, C).

- **Observaciones en el contacto de la subzona el Rosario con las rocas de la subzona Bahía Honda.**

Punto N° 55 (X-289 700, Y-339 350). Próximo al contacto por la parte norte entre las secuencias de El Rosario y Bahía Honda, por la carretera a San Diego de Nuñez. Se observan calcarenitas de color gris claro con aspecto brechoso, que constituyen la parte alta de la Formación Cacarajícara, por debajo de las cuales yacen calizas estratificadas, finamente laminadas, cuya foliación debe haber sido originada bajo esfuerzos de orientación norte - noroeste. Las rocas poseen yacencia S_0 $345^\circ/70^\circ$. Estas secuencias son atravesadas por sistemas de fallas aproximadamente paralelos que se inclinan hacia el este ($55^\circ \rightarrow 074^\circ$) y dividen las secuencias en pequeños bloques que

conforman una secuencia escalonada, variando en ocasiones sus ángulos de inclinación a más abruptos entre 68° y 70°. No se observaron indicadores que permitieran determinar el tipo de falla.

Otro sistema de falla con orientación 70° → 165°, indica desplazamientos siniestros, a partir de datos de escamas de calcita y estrías.

Punto N° 57 (X-285 800, Y-339 550). Contacto de la subzona El Rosario con la subzona Bahía Honda. Se observan bloques de calizas (Formación Quiñones) dentro de las secuencias de Manacas, donde se aprecian indicadores cinemáticos, como escamas de calcita, que permiten determinar un desplazamiento de estas secuencias hacia el sur.

Punto N° 59 (X-292 500, Y-341 050). Contacto entre las secuencias de El Rosario y Bahía Honda por la carretera a San Diego de Nuñez. Se observan claramente indicadores cinemáticos de desplazamientos inversos de la secuencias de la subzona Bahía Honda sobre la subzona Rosario en calizas de color gris claro, representados por grandes escamas de calcita y estriación.

Punto N° 60 (X-285 500, Y-340 400). Perfil esquemático donde se exponen las secuencias próximas al contacto entre las rocas del Rosario y Bahía Honda (Fig. 3.31). El corte se inicia con los depósitos potentes de la Formación Cacarajícara, constituidos por brechas de fragmentos finos de calizas y pedernales de variados colores, sobre los que descansan las rocas de la Formación Manacas, compuesta por una matriz areno-arcillosa que envuelve grandes clastos, fundamentalmente de calizas.

Hacia la parte norte se observan en contacto tectónico a través de una falla de bajo ángulo, las calizas finamente estratificadas de la Formación Quiñones que la sobreyacen. Por encima, culminando el corte, aparecen las secuencias de la Formación Encrucijada.

Punto N° 62 A (X-298 000, Y-342 550). Contacto de la Formación Manacas con las secuencias de la subzona Bahía Honda. Se observan areniscas, lutitas y algunas calizas de color gris claro verdoso, finamente laminadas con yacencia S_0 330° / 50°. Por encima, en contacto tectónico, se aprecian basaltos con pedernales de colores oscuros pertenecientes a la Formación Encrucijada.

Punto N° 62 (X-297 910, Y-342 615). Por el camino a San Claudio en la base de las lomas el Rubí y Ánimas, se observan las secuencias de la Formación Manacas por encima de las rocas de la Formación Cacarajícara. En las calcarenitas de color gris claro, se aprecian estriaciones y escamas de calcitas que indican movimientos sobre el plano de falla. Estas estructuras mapeadas y medidas indican movimientos siniestros, indicando que el contacto entre la subzona Bahía Honda y las secuencias de la subzona El Rosario también funcionó como una estructura con desplazamiento sinistral.

PF 24° → 70°, 20° → 090°

PF 30° → 025°, 20° → 080°

Por encima de estas rocas aparecen calizas de color gris claro muy foliadas con yacencia S_0 340° / 70° y lutitas finamente laminadas con la misma orientación de las calizas, así como areniscas de grano medio a grueso, con tonalidades carmelitas.

- **Observaciones en puntos aislados en el área.**

Punto N° 65 (X-283 400, Y-326 900). A 10 km de San Cristóbal por la carretera a Bahía Honda, aparece un contacto entre las secuencias de la Formación Artemisa y las secuencias de la Formación Manacas, donde se observan pequeños pliegues en una matriz serpentinitica que engloban fragmentos en forma de budinas (plegadas), con planos axiales inclinados al suroeste, que indican esfuerzos cuya componente principal se ubica al noreste, relacionados con las últimas etapas de las deformaciones.

Punto N° 66 (X-282 600, Y-328 800). Rocas de la Formación Francisco, constituidas por areniscas de grano fino que alternan con lutitas de color carmelita claro. Las areniscas presentan espesores hasta de 30 cm, mientras las lutita forman paquetes finamente laminados con yacencia S_0 290°/30° (Fig. 3r B).

Punto N° 67 (X-282 800, Y-329 000). Rocas de la Formación Francisco, constituidas por areniscas de grano fino que alternan con lutitas de colores carmelita claro, perturbadas por pliegues con vergencia noroeste, originados durante los cabalgamientos, en las partes septentrionales de la Sierra del Rosario oriental (Fig. 3r A).

Punto N° 68 (X-281 000, Y-331 100). Al sur del poblado de Cinco Pesos, por la carretera a Bahía Honda, se observan las secuencias de la Formación Polier, poco plegadas, constituidas por areniscas de grano medio de color gris claro, formando pliegues tumbados hacia el sur $EP\ 20^\circ \rightarrow 020^\circ$.

Punto N° 69 (X-268 500, Y-334 500). Aproximadamente 2 km al norte del poblado de Cinco Pesos, por la carretera a Bahía Honda. En la parte superior del contacto entre las formaciones Polier y Manacas, aparecen serpentinitas y rocas muy cuarcificadas, posiblemente areniscas (Fig. 3q A).

Punto N° 70 (X-277 800, Y-337 500). Secuencias de la Formación Manacas, donde alternan areniscas polimícticas y lutitas de grano muy fino y finamente estratificadas, muy fracturadas, que forman pliegues con sus planos axiales tumbados hacia el sur ($EP\ 15^\circ \rightarrow 250^\circ$) (Fig. 3g B). Por debajo de estas rocas se observan grandes bloques envueltos en una secuencia arcillosa, que a su vez cubren las rocas de la Formación Cacarajícara (Fig. 3q C).

CAPÍTULO IV. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LAS INVESTIGACIONES.

En este capítulo se brinda información sobre los resultados de los análisis de diagramas de elementos planares y lineales confeccionados con la utilización de la proyección estereográfica de Wulff y de Schmidt, a partir de numerosas mediciones de diferentes elementos estructurales (grietas, vetas, planos axiales y ejes de pliegues), lo que permitió, su posterior procesamiento automatizado por escamas tectónicas para los diferentes perfiles, conjuntamente con la determinación de la posición de los distintos sistemas de agrietamiento, favoreciendo una mejor interpretación.

4.1 - Análisis microtectónico de la información por perfiles.

Las mediciones de los elementos estructurales (agrietamiento, planos axiales, ejes de pliegues, planos de fallas), se realizaron mediante análisis microtectónico en cada uno de los perfiles trazados, agrupando la información obtenida por escamas tectónicas.

4.1.1- Perfil AA' (Río Bayate).

- **Interpretación de la información microtectónica.**

Para analizar la información geológica utilizada en la confección de este perfil, se subdividieron las escamas inferior y media en tres partes, con el objetivo de comprobar la existencia o no de variaciones locales dentro de éstas.

En la escama inferior los datos del agrietamiento fueron analizados en la parte baja, media y alta por separado. En la parte baja (Fig. 4.1A) se observa una orientación del stress principal al noroeste 333° , mientras en la parte media su orientación es noreste 078° (Fig. 4.1B). Para la parte superior se aprecia una recuperación del stress principal al noroeste 274° (Fig. 4.1C).

Los pliegues desarrollados en esta parte del perfil poseen planos axiales inclinados al sureste - noroeste principalmente, relacionados con esfuerzos en esta misma dirección, además de algunos inclinados al noreste - suroeste, pero en menor magnitud (Fig. 4.1D), mientras sus ejes se hunden en dos grupos bien definidos al noroeste y suroeste (Fig.4.1E).

Los datos de fallas representados en la (Fig. 3.4), indican rumbos noroeste con planos inclinados al noreste y suroeste, respectivamente (Fig. 4.1F). Se tratan en su mayoría de fallas normales que responden a una etapa tardía de los movimientos tectónicos en el área. Esta dirección de las estructuras disyuntivas puede haber sido heredada de fallas anteriores reactivadas debido a los movimientos tectónicos que provocaron la subdivisión en bloques de El Rosario.

La escama media también fue dividida en tres partes. Para su parte baja fue determinada la orientación del stress principal al noreste, intenso, alrededor de los 042° (Fig. 4.1G). En la parte media fue detectada una orientación del stress principal σ_1 al noroeste 289° (Fig. 4.1H). De igual manera los datos del agrietamiento de la parte superior destacan una orientación al noreste 034° (Fig. 4.1I). Los planos axiales de los pliegues medidos en esta parte del corte presentan inclinaciones al noreste y sureste (Fig. 4.1J), mientras los ejes de los pliegues se hunden al noroeste (Fig. 4.1K).

Para la parte superior del corte se elaboró un solo grupo de datos para el agrietamiento, que indica una orientación del stress principal al noreste 014°.

Del análisis de los diferentes diagramas de contorno por escamas, no se observan diferencias significativas (Cofiño Arada y Cáceres, en prensa), revelándose dos orientaciones del stress principal al noreste y noroeste, respectivamente. Los rangos de orientación, en ocasiones demasiado amplios, pueden estar relacionados con rotaciones locales del stress principal en determinados sectores, aunque resulta evidente la superposición de esfuerzos deformacionales en el tiempo, según una rotación horaria del stress principal (Figs. 3.1 y 3.2). La inclinación de los planos axiales al noroeste y sureste responde a esfuerzos dirigidos en esta dirección durante la fase principal del transporte tectónico, mientras sus ejes rotan hacia el paralelismo en dicha dirección. De igual manera pueden interpretarse los planos axiales inclinados al noreste o suroeste y sus respectivos ejes según una orientación suroeste - noreste del stress principal.

- **Discusión de los resultados.**

Un análisis de los afloramientos (Figs. 3.1, 3.2 y 3.6) argumenta el surgimiento de sistemas de grietas y vetas bajo esfuerzos de orientación noroeste (en una etapa inicial), siendo desplazados por otro sistema que responde a una orientación al noreste del stress principal (Cofiño Arada y Cáceres, en prensa).

Del análisis de todos los datos del perfil se concluye que la orientación del stress principal σ_1 en todo el corte indica una tendencia noroeste 300° y noreste 045° (Figs. 4.1A, 4.1B; 4.1C, 4.1G, 4.1H, 4.1I, 4.1K), expresada a través de los diagramas de contorno por escamas. La

orientación de los planos axiales al noroeste - sureste (Figs. 4.1D, 4.1J) de los pliegues asegura una dirección fundamentalmente noroeste del transporte de los mantos durante la etapa inicial de los sobrecorrimientos (Cofiño Arada y Cáceres, en prensa).

Los sistemas de grietas de cizalla más antiguos indican una dirección noroeste del stress principal σ_1 , aunque existen sistemas de grietas superpuestas, que dan idea, debido al desplazamiento del sistema más antiguo, de rotaciones regionales (Figs. 3.1, 3.2, 3.6). No se descarta la posible existencia de condiciones locales que pudieran haber afectado y provocado rotaciones internas determinando rangos de orientación, en ocasiones algo diferentes.

De todo lo anterior se deduce que la orientación del máximo stress compresivo σ_1 durante los sobrecorrimientos es evidentemente noroeste, mientras su desviación hacia el noreste de σ_1 representa una etapa más tardía, provocada por una rotación al noreste del máximo stress compresivo σ_1 debido a condiciones regionales.

4.1.2- Perfil BB' (Río San Juan).

- **Interpretación de la información microtectónica.**

El perfil fue subdividido en tres escamas tectónicas bien definidas. En la escama inferior, el diagrama de polos (Fig. 4.2 A) a partir de grietas, muestra una tendencia no muy marcada de σ_1 hacia el noroeste de 315° y al noreste cercano a los 45° . El diagrama de arcos, aunque con bastante dificultad, confirma lo antes descrito (Fig. 4.2 B). Los ejes de pliegues se hunden fundamentalmente hacia el sureste, aunque de forma dispersa se observa en todos los cuadrantes (Fig. 4.2D), mientras el diagrama de planos axiales (Fig. 4.2E) muestra una marcada inclinación noreste - suroeste, fundamentalmente, aunque de forma subordinada aparecen pliegues de inclinados al noroeste y sureste, respectivamente. El diagrama de contorno para esta escama representa una orientación marcada del máximo stress compresivo σ_1 al noreste cercana a los 45° y otra menos expresada al noroeste alrededor de 315° .

Para la escama media, los diagramas de polos y arcos (Figs. 4.2F, 4.2G) expresan una marcada orientación noreste del máximo stress compresivo entre 20° y 25° ; por su parte, el diagrama de contorno muestra dos direcciones bien establecidas, una noroeste $335^\circ - 340^\circ$ y otra noreste $65^\circ - 70^\circ$ (Fig. 4.2 H).

Para la parte superior del perfil, los diagramas de polos y arcos (Figs. 4.2I, 4.2J) muestran una tendencia noroeste en la dirección de σ_1 cercano a los 315° y noreste 45° . En el diagrama de ejes de pliegues (Fig. 4.2L) se observa la mayor concentración hacia el noroeste, mientras que en el diagrama de planos axiales se aprecia una marcada inclinación de los pliegues hacia el suroeste. El diagrama de contorno de esta parte del perfil expresa una orientación de σ_1 hacia el noroeste $290^\circ - 295^\circ$ (Fig. 4.2K).

- Discusión de los resultados.

La orientación del stress compresivo σ_1 en todo el perfil ofrece una tendencia noroeste 315° y noreste 45° , expresada a través de los diagramas de arcos y de contorno por escamas (Fig. 4.2). La orientación de los planos axiales de los pliegues aseguran una dirección fundamentalmente noroeste del transporte durante los sobrecorrimientos.

Los sistemas de grietas de cizalla más antiguos indican una dirección noroeste del máximo stress compresivo, aunque existen sistemas de grietas superpuestas que dan la idea de desplazamientos del sistema más antiguo debido a rotaciones locales de σ_1 ; además, la gran cantidad de pliegues en las escamas inferior y superior que muestran sus planos axiales volcados hacia el noroeste fundamentalmente, confirman que la dirección del máximo stress compresivo sea noroeste - sureste.

4.1.3- Perfil CC' (Río San Francisco).

- **Interpretación de la información microtectónica.**

Los datos del perfil por el río San Francisco se incluyeron todos en una misma unidad tectónica. Los datos de agrietamiento fueron analizados en 3 partes: la parte alta, la parte media y la parte baja, por separado.

Para la parte baja, a partir del análisis de 10 grietas de cizalla (Fig. 4.3A) se distinguen 3 direcciones del stress principal σ_1 (355° , 048° , 075°). De los datos de las Figs. 4.3C y 4.3D se resume el comportamiento a partir de grietas de cizallas y de extensión, observándose 2 direcciones principales: una bien marcada noroeste 285° y otra noreste 032° .

Los pliegues desarrollados en esta parte del perfil en su mayoría poseen planos axiales inclinados al suroeste - noreste (Fig. 4.3E), los que pueden relacionarse con esfuerzos en esta misma dirección, originados por la rotación horaria del stress principal.

Para la parte media, a partir del diagrama de arcos (Fig. 4.3H) para grietas de cizalla, se obtienen 2 posibles direcciones del stress principal σ_1 noroeste 304° y noreste 038°. En la Fig. 4.3F aparecen los polos de dichas grietas. Mientras en la Fig. 4.3G muestra una marcada orientación de σ_1 al noroeste 304°.

El diagrama de arcos para esta parte del corte (Fig. 4.3K), que resume la información para todas las grietas de cizalla y de extensión, indica dos posibles direcciones de σ_1 (noroeste 316° y noreste 035°), mientras el diagrama de contorno (Fig. 4.3M) expresa una marcada orientación noroeste 300° y otra menos evidente noreste 058°.

Para la parte alta de este perfil los datos del agrietamiento aparecen representados en las Figs. 4.3N, 4.3O, 4.3P. A partir del diagrama de arcos (Fig. 4.3N) se detectan dos direcciones principales del máximo stress compresivo σ_1 noroeste 305° y noreste 028°, mientras el diagrama de contorno (Fig. 4.3P) expresa igualmente las dos direcciones anteriores, llegando la segunda hasta noreste 040°.

El diagrama de arcos para planos de fallas (Fig. 4.3E) responde a una orientación del σ_1 cercana a los 336° . Para esta parte del corte los planos axiales de los pliegues medidos aparecen inclinados al noreste y suroeste en correspondencia con los esfuerzos de orientación noreste (Fig. 4.3F), mientras los ejes de éstos se hunden al noreste, sureste y noroeste (Fig. 4.3G), respondiendo ambas a las orientaciones de σ_1 .

- **Discusión de los resultados.**

Para el perfil según los resultados obtenidos en el trabajo de campo y una vez procesada la información de los datos del agrietamiento, fallas y pliegues, el análisis de los afloramientos (Figs. 3.11, 3.12, 3.13) reafirma el surgimiento de grietas y vetas bajo esfuerzos noroeste y la rotación en el tiempo de estos esfuerzos respondiendo a una variación al noreste del máximo stress compresivo σ_1 .

Como resultado de la interpretación de los datos de este perfil se determinó la orientación principal del máximo stress compresivo σ_1 con una tendencia noroeste 312° y noreste 45° (Fig. 4.3), expresado a través de los diagramas de arcos, polos y contornos por escamas.

Los sistemas más antiguos de agrietamiento indican una dirección del máximo stress compresivo σ_1 hacia el noroeste, debido a que las vetas y grietas relacionadas con este sistema se encuentran desplazadas por otro sistemas de grietas más jóvenes, que asegura que los esfuerzos rotaron hacia el este, coincidiendo con lo planteado en investigaciones anteriores.

La orientación de los planos axiales hacia el noroeste (Fig. 4.3F) confirma la dirección fundamental durante el transporte tectónico.

4.1.4- Perfil DD' (Río San Claudio).

- **Interpretación de la información microtectónica.**

Para el perfil por el río San Claudio los datos del agrietamiento para la escama intermedia aparecen representados en las Figs. 4.4A, 4.4B, 4.4C. A partir del análisis de los arcos (Fig. 4.4A) se observan dos posibles orientaciones de σ_1 , noroeste 300° y noreste 005°, mientras que el diagrama de contorno (Fig. 4.4C) que generaliza la información para esta parte del perfil indica una marcada orientación de σ_1 noroeste 300°.

Para la escama superior, las Figs. 4.4D, 4.4E, 4.4F representan el comportamiento del agrietamiento. A partir del diagrama de arcos (Fig. 4.4D) se distingue una orientación noroeste 296° y otra noreste 004°- 032°.

El diagrama de contorno indica también dos direcciones principales, una noroeste 296° y la otra noreste 050° (Fig. 4.4F).

Los planos axiales de los pliegues medidos aparecen inclinados al sureste y suroeste (Fig. 4.4G), mientras sus ejes se hunden al suroeste (Fig. 4.4H) en correspondencia con la dirección principal de los cabalgamientos en la zona.

- **Discusión de los resultados.**

De los resultados del análisis del agrietamiento por escamas en el perfil, se evidencia que el movimiento principal durante los cabalgamientos en una etapa inicial fue hacia el noroeste 300° y que la rotación hacia el este se confirma en una dirección de 23° .

Un elemento de interés primordial resulta la existencia de estilolitos en la parte superior del perfil (San Claudio) donde las puntas de estos elementos indican esfuerzos dirigidos hacia el noreste 040° (Fig. 3.20), los que tuvieron lugar en las etapas más tardías del transporte tectónico.

De todo lo anterior se deduce que la dirección del máximo stress compresivo σ_1 durante los sobrecorrimientos se manifiesta en una etapa inicial con orientación noroeste y que su rotación hacia el este debió haberse originado por la existencia de estructuras regionales opuestas al movimiento, provocando un desplazamiento del esfuerzo principal hacia el noreste.

4.2- Interpretación de los resultados del trabajo en el área.

Como resultado del análisis por perfiles en el área, se deduce que la dirección del stress principal compresivo σ_1 durante los movimientos que provocaron el emplazamiento de las secuencias de El Rosario en la posición actual y que originaron la gran cantidad y variedad de nappes, se manifiesta en una etapa inicial con orientación noroeste (307°), mientras la rotación horaria (40°) es el resultado de la existencia de grandes estructuras frontales que se oponen a este movimiento.

De los resultados independientes para cada uno de los perfiles presentados, se demuestra que la diferencia de los valores obtenidos de las interpretaciones por escamas de los distintos diagramas (Figs. 4.1, 4.2, 4.3, 4.4) no son significativas y deben ser provocadas por variaciones de las condiciones locales.

La desviación hacia el este del stress principal es la causante de la fractura de Riedel que genera la falla Pinar, inmediatamente después de los cabalgamientos ocurridos durante el Eoceno Inferior (Cáceres, 1997); la presencia de estructuras de esquistosidad cizallamiento, de bookshelf sliding, tiling o imbrication de objetos descritos macroscópicamente (Blumenfeld, 1983) y explicados en: Passchier and Trouw (1998) confirman su funcionamiento como una gran zona de shear con desplazamiento siniestro. Otros indicadores detectados, medidos y mapeados (estriás y escamas de calcita, etc.) en varios puntos a lo largo del rumbo de la zona de falla (Figs. 3c, 3d, 3e, y 3f), brindan elementos para comprender que en la evolución de esta gran zona de fractura han intervenido otros movimientos subhorizontales hasta gravitacionales, hacia la etapa final de su desarrollo (Cofiño Arada y Cáceres, en prensa), (Fig. 3a).

La zona de falla Pinar interrumpe la continuación hacia el sureste de las estructuras de El Rosario, en particular los nappes. Por tanto, los primeros movimientos según la falla deben datar del Eoceno Inferior (parte alta), posterior a la sedimentación de las secuencias de la Formación Manacas y a la formación de las distintas escamas generadas por los sobrecorrimientos. Datos obtenidos permiten afirmar la presencia de estructuras del tipo falla Pinar afectando las secuencias de la Formación Capdevila (Fig. 3o); ésto hace suponer, su aparición durante o posterior a los depósitos de la Formación Capdevila, en la que no se han descritos estructuras que permitan incluir estas

secuencias dentro de las rocas que se vinculan con los cabalgamientos. Muestras orientadas tomadas en flancos de pliegues desarrollados en estas secuencias, no revelan ningún elemento que contradiga lo planteado anteriormente. Las diferencias notables en el estilo de las deformaciones (plegamientos, agrietamiento), (Fig. 3o, Fig. 3.32), dan criterio para no incluirlas en el corte de El Rosario, quedando de esta forma determinada la edad de ocurrencia de la zona de falla Pinar, y sus relaciones con la Formación Capdevila.

En el límite norte entre las secuencias de El Rosario y la subzona Bahía Honda, se determinaron estructuras que aseguran el cabalgamiento de las secuencias de la subzona Bahía Honda sobre las rocas de la subzona El Rosario, tal como ocurre en el pozo Mariel 1 (Fig. 5.10), a las que se superponen otras que indican movimientos transcurrentes sinistros, posteriores al emplazamiento, ambas representadas por escamas de calcitas y estriación (Puntos N° 55, 57, 59), los que tienen lugar posiblemente en el mismo momento que la falla Pinar (Eoceno Inferior parte alta) y que reactivaron el plano de falla heredado. En el corte por la línea II' se muestra cómo este límite en profundidad se hace más vertical (Fig. 5.8), donde existe un desplazamiento del basamento (corteza continental de transición fina) a ambos lados de la falla, de aproximadamente 2,5 km.

La interpretación de los datos gravimétricos y magnéticos (Fig. 5.8) permiten interpretar este límite primeramente como un emplazamiento alóctono de la subzona Bahía Honda sobre la porción norte de la subzona El Rosario. La característica estructural principal la constituyen dos grandes frentes de sobrecorrimentos, extendidos en dirección latitudinal, bien caracterizados por el campo gravimétrico y aeromagnético, estando el más meridional unido al macizo Cajalbana, acorde a la modelación gravimétrica. La presencia de una depresión en el techo del complejo ofiolítico, relleno por secuencias sinorogénicas y postorogénicas con potencia máxima de hasta 2 km y la diferencia en el comportamiento del techo del basamento (corteza continental de transición fina) a ambos lados del plano de falla, permiten interpretar este contacto como una falla normal. Por tanto, con los datos adquiridos en la investigación se puede afirmar el

comportamiento de este límite similar a falla Pinar, posteriormente al emplazamiento de las secuencias, debido a los procesos de obducción que afectaron la región (Fernández de Lara et al., 2002).

A partir de las observaciones de campo (descripciones de puntos, la toma de muestras orientadas y descripciones de sus secciones delgadas), que permitió la confección e interpretación de secciones delgadas orientadas y la descripciones de otras secciones delgadas (Tablas N° 1 y N° 2), ha sido posible la reinterpretación y modificación del mapa geológico de la región (Martínez et al., 1994), así como determinar la relación existente entre la migración de los hidrocarburos en el área y las estructuras originadas por esfuerzos de orientación noreste. La presencia de hidrocarburos en las grietas originadas a partir de esos esfuerzos lo confirman, por lo que debe tenerse en cuenta para realizar cualquier investigación con objetivos de prospección petrolera en la zona.

4.3- Características internas de los nappes en la parte oriental de la Sierra del Rosario.

La caracterización de las distintas unidades se ha basado en los datos adquiridos durante los trabajos de campo, lo que permitió la confección de perfiles y mapas. Un análisis de la geología del área a partir de la interpretación (Figs. 3A, 3B, 3C, 3D, Fig. 5.6 y Fig. 5.2), demuestra que en la parte oriental de El Rosario se distribuyen nappes cuyos cortes se caracterizan por el predominio de las unidades litoestratigráficas que presentan mayores espesores, en este caso las formaciones Polier, Cacarajícara y Manacas; el resto de las unidades se encuentran extremadamente limitadas o no fueron mapeadas en ninguno de los perfiles realizados. Este aspecto está relacionado con lo limitado de los espesores de algunas de éstas y su posible desaparición por erosión tectónica, sus particularidades de acuñarse por el rumbo, o de presentar transiciones faciales laterales, pues todas estas formaciones se originaron en ambientes muy semejantes.

Para la parte oriental de la Sierra del Rosario es característico el desarrollo de los mantos septentrionales (Pszczolkowski, 1977, 1999). En ellos es típico encontrar distribuidas las rocas carbonatadas terrígenas de la parte alta del Jurásico hasta las rocas de la Formación Manacas del Eoceno Inferior, las que constituyen la parte superior para cada uno de los nappes.

A través de los trabajos de campo se ha podido comprobar la presencia de todas las unidades de manto para esta parte de El Rosario, diferenciadas en los perfiles por encontrarse limitadas por fallas de sobrecorrimentos, pudiendo determinarse la presencia de las cinco unidades de mantos propuestas por Pszczolkowski (1977), así como detallar las características internas de cada uno de ellas.

En los perfiles AA' y BB' (Figs. 3A, 3B) se diferencian tres unidades de mantos (Naranjo, Dolores, y La Serafina), las que se han identificado como mantos inferior, intermedio y superior, limitadas por fallas de sobrecorrimentos como se aprecia en los mapas geológicos (Fig. 5.6 y Fig. 5.2) del área y el de Las Terrazas, respectivamente. Los perfiles CC' y DD' (Figs. 3C, 3D), aunque no cortan todas las unidades de mantos, sí interceptan los mantos que ocupan la parte media y alta (La Serafina, Cangre y Sierra Chiquita).

El manto inferior (Naranjo), identificado en los perfiles AA' y BB' (Figs. 3A, 3B), se caracteriza por presentar una secuencia carbonatada terrígena en la que predominan las rocas de la Formación Artemisa, que ocupan la parte inferior del manto, mientras que hacia su parte alta se desarrollan rocas de las formaciones Polier, Santa Teresa (en menor proporción) y Manacas. El límite sur de este manto lo constituye la zona de la falla Pinar.

Los datos de campo aseguran el intenso tectonismo a que han sido sometidas estas secuencias, demostrado por el amplio desarrollo de las más variadas estructuras plicativas y disyuntivas, en la mayoría de los casos relacionadas entre sí.

El plegamiento constituye un fenómeno ampliamente distribuido y con características variables en cuanto a forma, inclinación de los planos axiales y orientación de los ejes. Los pliegues presentan sus planos axiales inclinados y tumbados (Fig. 3nC, D, E), son cilíndricos, deformados por alargamientos y están caracterizados por su desarrollo continuo. Sus planos axiales se inclinan al sureste o noroeste principalmente, relacionado con esfuerzos en esa misma dirección, mientras que sus ejes se hunden en dos grupos bien definidos al noreste y suroeste, respectivamente (Figs. 3A, 3B), (Figs. 4.1D, 4.1E, 4.2E). Es característico encontrar además pliegues de tipo chevron en la parte alta de la Formación Artemisa relacionados con las rocas del miembro Sumidero (Fig. 3n E), muy posiblemente debido a las diferencias notables de la estratificación (estratos de poco espesor) con el resto de las secuencias y a la posición proximal a planos de despegue tectónico.

En el manto intermedio (Dolores) existe una mayor variabilidad de unidades litoestratigráficas. Aquí están presentes las rocas de las formaciones Polier, Santa Teresa, Cacarajícara (pequeños espesores) y Manacas, como se muestra en las escamas intermedias de los perfiles AA' y BB' (Figs. 3A, 3B) y el mapa geológico (Fig. 5.3).

En esta escama, en el perfil AA' (Fig. 3A), las rocas aparecen onduladas y formando pliegues de charnelas amplias. Las secuencias poseen yacencia suave con ángulos menores de 10° y buzamiento al sureste de 115° . Los planos axiales de los pliegues para esta parte del corte presentan una inclinación noroeste y suroeste (Figs. 4.1B, 4.4G), mientras sus ejes se hunden al noroeste y sureste (Figs. 4.1E, 4.4H).

Es característico el desarrollo de zonas de melanges, interpretadas como restos del complejo ofiolítico atrapadas por planos de sobrecorrimientos durante el desplazamiento de las secuencias de la zona Zaza hacia el norte (Martínez et al., 1994) (Fig. 3q A).

En la escama superior (La Serafina), en los perfiles AA', BB' y DD' (Figs. 3A, 3B, 3C) y (Fig. 5.3) se desarrolla la mayor cantidad de unidades litoestratigráficas, representadas aquí por las formaciones Polier, Santa Teresa, Carmita, Moreno, Cacarajícara y Manacas. Se caracterizan por los pequeños espesores y la presencia en afloramientos de grandes bloques de las formaciones Santa Teresa, Carmita y Cacarajícara, como olistolitos en la secuencia caótica de la Formación Manacas (Fig. 3qC), lo que atestigua la magnitud de la erosión tectónica a que fueron sometidas estas secuencias durante el avance de los mantos en el momento del desbalance tectónico que afectó la región.

La cuarta unidad de manto (Cangre) está constituida por la escama intermedia de los perfiles CC' y DD' (Figs. 3C, 3D). En esta parte del corte se distribuyen las rocas de las formaciones Polier (los mayores espesores), Santa Teresa, Cacarajícara y Manacas.

Sólo se ha podido detectar la presencia de plegamientos en las partes inferiores del manto, relacionadas con la Formación Polier (Fig. 3pC, D, E), donde se pueden observar abundantes estructuras plegadas continuas, que combinan sinformas y antiformas, en ocasiones con charnela estrangulada, originando estructuras isoclinales combinadas con fallas. Sus planos axiales se encuentran inclinados al noroeste y sureste, y sus ejes se hunden al noreste y suroeste, respectivamente (Fig. 4.3). El amplio desarrollo de estas estructuras plegadas aumenta considerablemente su distribución en superficie. En la Fig. 5.3 aparecen numerosas fallas inversas dentro de la Formación Polier, que provocan la repetición de estas secuencias. Hacia la parte alta de este manto se desarrollan las rocas del resto de las formaciones.

La quinta unidad de mantos (Sierra Chiquita) ocupa la parte inferior del perfil DD' (Fig. 3D), donde solamente fueron mapeadas secuencias de las formaciones Polier y Cacarajícara.

La diferencia en cuanto al plegamiento en esta parte del corte se puede apreciar en el perfil DD' (Fig. 3D). Las secuencias se encuentran formando pliegues de mayor amplitud en las rocas de la Formación Polier; las rocas de la Formación Cacarajícara que la sobreyacen, se encuentran formando grandes mogotes que al parecer flotan sobre el resto de las secuencias. Esta cadena de mogotes se puede seguir por el rumbo y ocupa la parte más septentrional de la Sierra del Rosario.

La mayoría de las deformaciones plicativas y disyuntivas se desarrollan en las secuencias estratificadas de la Formación Polier (Fig. 4.2), no así en las unidades masivas de la Formación Cacarajícara.

4.4- Relación con hidrocarburos.

Como se ha puesto de manifiesto a través de la descripción de los perfiles geológicos y otros puntos, resultan de interés la presencia de materia orgánica y restos de hidrocarburos, que en la gran mayoría de las secciones delgadas descritas (Tablas 1, 2) aparecen asociadas con zonas agrietadas y de poros.

Según López et al. (1999), “Los petróleos cubanos de acuerdo a su origen pueden ser considerados como viejos pues son generados por rocas madre de edades anteriores al Terciario, sin embargo, esas rocas madre comienzan a generar y expulsar solamente en el Paleoceno – Eoceno Medio, a partir del emplazamiento de los cabalgamientos. Es por eso que en cuanto a los parámetros de maduración, estos crudos se comportan como jóvenes o terciarios”. Constituye un aspecto importante poder determinar la dirección fundamental de la migración durante los movimientos que afectaron la región.

Del análisis de los datos que se muestran en las tablas, se puede observar que de un total de 150 secciones delgadas estudiadas, 144 presentan bitumen o restos de hidrocarburos en grietas, vetas, poros u otras estructuras, las que representan el 96 % del total de muestras analizadas; además, las formaciones Artemisa y Polier, resultan las de mayor incidencia, representando aproximadamente el 43 % y 49 % de las muestras totales, respectivamente.

En el Rosario existen rocas madres por excelencia. Un aspecto muy importante y válido también para las calizas del Tithoniano Superior es que los carbonatos en estos intervalos estratigráficos presentan un intenso bandeamiento de materia orgánica, que marca la estratificación (López et al., 1998).

Resultados de análisis de trabajos anteriores (López et al., 1998) donde las rocas de la Formación Artemisa presenta contenidos de COT de hasta 1.64% por técnicas soviéticas, la MO es sapropélica y se presenta tanto en forma dispersa, como en forma de bitúmenes rellenando fracturas. No ha sido estudiada por Rock-Eval. Su espesor y distribución areal son considerables.

El Miembro Sumidero, presenta contenidos de COT de hasta 2.6% por técnicas soviéticas, mientras que por Rock-Eval alcanzan hasta 2.26% de COT, el índice de hidrógeno alcanza hasta 354 mg HC / g COT, el S_2 hasta 8.02 mg HC/g de roca, T_{max} de 448 °C y reflectancia de la vitinita (R_o) de 0.91%. Estos datos indican que estas secuencias presentan un alto nivel de maduración. La MO es sapropélica y se presenta tanto en forma dispersa, como en forma de bitúmenes rellenando fracturas. Su espesor y distribución areal son considerables (López et al., 1998).

La Formación Polier presenta contenidos altos de MO por técnicas soviéticas y los valores máximos de COT alcanzan hasta 6.2%, mientras que los valores medios son de 0.83%. Por análisis de Rock Eval, los valores de COT, S_2 y HI, alcanzan valores de 3.26%, 11.4

mg HC / g de roca y 305 mg HC / g de COT, T_{\max} de 441 ° C y reflectancia de la vitinita (R_o) de 0.50 %. Estos datos indican que estas secuencias se encuentran dentro de la ventana de generación. El paleoambiente de sedimentación de estas rocas es marino nerítico externo con influencia de corrientes turbidíticas, corroborado por las relaciones únicas de biomarcadores encontradas para una roca madre hasta ahora en Cuba, como son: $Ts/Tm=1$, pristano / fitano = 2-3 y la presencia de diahopano. Así mismo, apuntan hacia esta dirección la baja relación norhopano C_{29} / C_{30} hopano, $C_{29} > C_{27}$ esteranos y el bajo contenido de gammacerano. Las rocas de la Formación Polier han tenido entradas de petróleo ligero (36°API) y poco sulfuroso (0.49%) en los pozos Martín Mesa 1 y 7 (López et al., 1998).

La Formación Santa Tereza, con contenidos muy elevados de MO, alcanzando por técnicas soviéticas valores máximos de 3.7% y medios de 1.57%, mientras que por Rock Eval, los valores máximos alcanzan 14.9%. Los valores de S_2 y HI llegan a 64.5 mg HC / g de roca y 433 mg HC / g de COT, lo que demuestra su elevado potencial de generación. T_{\max} alcanza 435 °C y la reflectancia de la vitinita (R_o) es de 0.57%. Estos datos indican que estas secuencias se encuentran dentro de la ventana de generación. El alto contenido de MO, así como su espesor y extensión areal y alto potencial generador hacen considerarla una excelente roca madre (López et al., 1998).

Por todas estas consideraciones, las rocas del corte (Tithoniano Superior al Cretácico Superior Cenomaniano) que incluye a las formaciones Artemisa, Polier, Santa Teresa y Carmita, son consideradas generadoras de petróleo.

Estas rocas están ampliamente distribuidas en la subzona el Rosario (principalmente en los mantos que componen Rosario Norte) y han sido descubiertas en pozos perforados en ésta y otras áreas aledañas tales como Pinar 2, Cayajabos 3 y Martín Mesa 1 y 2, si tenemos en cuenta su extensión areal, su espesor y sus contenidos de MO, le confieren amplias perspectivas desde el punto de vista de sus

condiciones como rocas madre de petróleo con posibilidades de generación de hidrocarburos en escala industrial, aunque se debe tener en cuenta el alto grado de aflorabilidad que presentan estas unidades, la abundancia de manifestaciones en superficie de hidrocarburos, resultando de vital importancia la necesidad de determinar mantos que posean rocas con características de sello.

Las rocas del corte Jurásico Superior - Cretácico Medio se consideran como colectoras. Con este corte se relacionan los yacimientos en Cuba central, además para la Sierra del Rosario las rocas de la Formación Cacarajícara pueden constituir un excelente reservorio. Están bien expuestas en el pozo Pinar - 2 (1220-1875) y (2145-2700 m) y en los pozos, M Mesa 3, 3A, 11, 8, Sabana 1 del yacimiento Martín Mesa.

La porción clástica (pozo MM - 3) tiene buenas propiedades de reservorio, como lo demuestra la obtención de producción industrial de gas a la profundidad de 1347 m, los potentes espesores que presentan estas rocas de 450 m en superficie (Martínez et al., 1991), que se extienden bajo los cortes de la zona Bahía Honda (Fig. 5.8) y las características de estas secuencias de presentarse formando estratos masivos, las hacen muy atractivas para tenerlas en cuenta como un buen colector.

Si bien el relieve accidentado que caracteriza la región imposibilita la realización de trabajos sísmicos de detalle, la nueva información que argumenta las propiedades de la Formación Cacarajícara como excelente colector, permite sugerir la realización de trabajos sísmicos en perfiles, solamente para los mantos septentrionales que se desarrollan en el sector Rosario Norte.

Las rocas de la Formación Manacas están constituidas en su parte inferior por un corte terrígeno arcilloso que puede constituir un formidable sello y su posición estructural las ubican en el tope de los distintos mantos (Figs. 3A, 3B, 3C, 3D); además, presentan similitudes con las rocas de la Formación Vega Alta en la parte central de Cuba. Por tanto, aquellos mantos ubicados en la parte septentrional de El Rosario, en los que están representados los mayores espesores de la Formación Cacarajícara y sobreyacidos por la Formación Manacas, resultan los más atractivos para la ubicación en ellos de depósitos de hidrocarburos.

Aunque el grado de afloramiento que presentan estas rocas puede haber provocado la migración de los hidrocarburos, la existencia de estos mantos en partes profundas del corte pueden resultar verdaderamente atractivas.

A partir de las observaciones realizadas durante los trabajos de campo, se determinó que los sistemas de grietas generados por esfuerzos tardíos (los que dieron lugar al surgimiento de la falla Pinar como una fractura de Riedel principal y otras también transcurrentes, que aparecen como fracturas de Riedel secundarias), originados por la rotación horaria del stress principal, constituyen los canales propicios para la migración de los hidrocarburos en el área (Fig. 5.5).

CAPÍTULO V. MODELO EVOLUTIVO Y CONSIDERACIONES SOBRE LA POTENCIALIDAD DE HIDROCARBUROS EN LA REGIÓN.

5.1 Modelo evolutivo para la región.

En la confección de este modelo se han tenido en cuenta las principales ideas de diferentes investigadores que han trabajado el área (Martínez et al., 1994; Cobiella Reguera et al., 2000; Pszczółkowi, 1999; entre otros), la revisión y análisis de muchas de sus publicaciones y la interpretación de la geología de la región, lo que ha permitido elaborar el modelo que se presenta.

Teniendo en cuenta los rasgos más significativos de la geología, en la Sierra del Rosario se pueden distinguir cinco grandes momentos en la historia del desarrollo geológico de la región, que permiten explicar su posición actual.

1- Jurásico Pre Oxfordiano Medio. Este intervalo corresponde a la sedimentación de las Formaciones San Cayetano y El Sábalo, así como con el momento final de la riftogénesis.

La Formación San Cayetano, que constituye la base de los sedimentos del margen continental pasivo, está constituida por una secuencia terrígena, originada fundamentalmente por corrientes turbidíticas, las que descendían por el paleotalud continental, en algunos casos, al menos este descenso ocurría por cañones submarinos, en cuya base se acumulaban abanicos submarinos. En la Sierra del Rosario no han sido reconocidos hasta el momento los sedimentos más someros del resto del complejo deltaico de la Formación San Cayetano (Cobiella Reguera et al., 1997). Ésta se acumuló en condiciones de un fondo reductor, posiblemente en los estadios iniciales de la formación de un margen continental pasivo. Las condiciones reductoras originaron la acumulación de gran cantidad de materia orgánica en los sedimentos.

Este ambiente físico - químico parece haber sido esencial para la generación de yacimientos metálicos sulfurosos (noroeste de Pinar del Río) y para la generación de hidrocarburos. En la Sierra del Rosario también hay indicios de ambas generaciones.

La consideración de las Alturas de Pizarras del Norte como una prolongación hacia el oeste de la subzona estructuro-facial El Rosario (Martínez et al., 1987) y la correlación positiva de los cortes de la llamada zona estructuro-facial Esperanza con los de la subzona El Rosario (Rodríguez, 1987; Martínez et al., 1994), sustentan la suposición de la existencia en el territorio de depósitos exhalativo-sedimentarios de sulfuros masivos, así como de mineralización tipo Besshi asociada a cuerpos concordantes y subcordantes de diabasas y gabrodiabasas en horizontes terrígeno - carbonatados.

La formación vulcanógeno-sedimentaria El Sábalo, constituida por intercalaciones de efusivos basálticos y sedimentos carbonatados y terrígenos, así como cuerpos subvolcánicos de doleritas, gabrodoleritas, gabros, etc., son testigos del magmatismo presente durante la riftogénesis. Estas secuencias pueden ser igualmente perspectivas para el hallazgo de manifestaciones y yacimientos de sulfuros masivos con mineralización preciosa asociada. La presencia de este complejo de rocas magmáticas básicas se asocia con la etapa final de la riftogénesis en el área

2- Jurásico Superior Oxfordiano Medio - Cretácico Superior Cenomaniano. Este intervalo evolutivo abarca unos 60-70 Ma. La porción inferior del corte estratigráfico (Oxfordiano) es transicional de los sedimentos terrígenos de la Formación San Cayetano y sus equivalentes (Formación Arroyo Cangre, parte baja de la Formación Esperanza), a los sedimentos carbonatados, lo cual debe relacionarse con una transgresión marina, donde los terrenos que aportaban sedimentos terrígenos al borde del continente fueron progresivamente inundados y como consecuencia, disminuyó paulatinamente el aporte siliciclástico, ganando importancia la sedimentación calcárea. Ya a finales del Oxfordiano, la inundación de las tierras debió ser considerable, debido a que en la cuenca de sedimentación se depositaban muy esporádicamente sedimentos arcillosos, hoy representados en las intercalaciones de argilitas negras entre las calizas oscuras de la Formación Artemisa.

Las calizas del Jurásico en la Sierra del Rosario se acumularon en aguas bastante profundas, posiblemente al pie del talud continental. Dentro de estos sedimentos de aguas profundas hay lechos que contienen fósiles de organismos de aguas someras, cuya presencia puede explicarse por la acción de corrientes turbias que los transportaron. Esto último se confirma en algunos casos por ciertos rasgos (estructurales) característicos de las turbiditas (por ejemplo estratificación gradacional). Las corrientes turbias pudieron generarse en bancos carbonatados como aquellos en que se originó el Miembro San Vicente (Oxfordiano Superior - Tithoniano Inferior) de la Formación Guasasa en la Sierra de los Órganos.

El registro estratigráfico muestra que durante el Jurásico Superior, el margen continental de América del Norte, en lo que hoy es Cuba occidental, fue hundiéndose a profundidades cada vez mayores. En el Berriasiano comienzan a arribar esporádicamente corrientes turbias que transportan sedimentos terrígenos y calcáreos, derivados de terrenos con corteza continental (de acuerdo a su composición mineralógica), ubicados al norte. Las intercalaciones arenosas no aparecen hasta el Berriasiano parte alta-Aptiano (Cobiella Reguera et al., 2000). Estos sedimentos conjuntamente con las calizas pelágicas que forman el fondo sedimentario, constituye lo que es hoy la Formación Polier. Estas rocas son en general de colores más claros que las infrayacentes capas de la Formación Artemisa, indicando una cierta mejoría en las condiciones de ventilación del fondo marino (que siguieron siendo anaerobias). Esto puede estar relacionado con la progresiva apertura de la cuenca marina (progresiva separación entre los márgenes del Norte y Sudamérica) y una mejor comunicación con el océano (Proto - Caribe).

La presencia de aisladas capas de pedernales en las partes más altas de la Formación Polier indican una profundización de las aguas. En los inicios del Aptiano la profundidad debió ser tal que impidió la acumulación estable de sedimentos calcáreos, al separarse el nivel de

compensación del carbonato (CaCO_3), comenzando la acumulación de sedimentos silíceos y arcillosos de la Formación Santa Teresa, lo que marca el momento de sedimentación en aguas más profundas.

En algunas áreas dichas condiciones se extendieron hasta el Albiano, pero en otras llegaron hasta el Cenomaniano; en uno u otro caso, sobre los sedimentos de la Formación Santa Teresa se acumularon capas calcáreas y arcillosas, con algunos horizontes silíceos (Formación Carmita) que sugieren una cierta disminución en las profundidades de sedimentación.

Las calizas, pedernales y argilitas son rocas oscuras, tanto en la Formación Santa Teresa como en Carmita, indicando que la pobre ventilación del fondo marino se mantuvo.

La situación paleogeográfica existente en Cuba occidental en los finales del Cretácico Temprano - inicios del Cretácico Tardío es muy interesante para la prospección de hidrocarburos, por la presencia de bancos calcáreos de esa edad en la Sierra del Rosario (Formación Guajaibón). El banco carbonatado del Pan de Guajaibón es el único ejemplo conocido, pero pueden existir otros sepultados por debajo de algunos mantos (Cobiella Reguera et al., 2000).

En conjunto el corte Oxfordiano - Cenomaniano que yace sobre la Formación San Cayetano en la Sierra del Rosario no excede los 500 - 600 m de espesor, lo que representa un lapso de 60-70 Ma. De esto se obtiene una velocidad de sedimentación de 8 - 9 m/ 10^6 años, la cual es muy pequeña. Por tanto, debieron existir prolongados hiatos en el proceso de sedimentación o éste fue frecuentemente interrumpido por episodios erosivos (Cobiella Reguera et al., 2000). Sin embargo, estas cuencas son conocidas en el mundo como “cuencas hambrientas” y

resultan de mucha importancia para la prospección petrolera, en ellas las secuencias se encuentran condensadas y presentan gran cantidad de materia orgánica.

En la Sierra del Rosario faltan en general los depósitos del Turoniano al Santoniano. Sólo en una estrecha faja al norte de la sierra (Cinturón Quiñones) han sido reportadas calizas turonianas, pertenecientes a la Formación Pinalilla (Pszczolkowski, 1987, 1994). De esta forma en casi toda la sierra se registra una discordancia estratigráfica.

3- Cretácico Superior Campaniano - Maastrichtiano. Se inicia con los sedimentos de la Formación Moreno, secuencia de variada litología cuyo papel en la historia de la sierra no está claro. El bajo grado de aflorabilidad por sus pequeños espesores, unido a la erosión tectónica, ha reducido a limitados afloramientos la presencia de estas rocas actualmente en superficie, en profundidad las rocas de la formación Moreno son interceptadas por la mayoría de los pozos de Martín Mesa, formando parte de fragmentos dentro de la secuencia Paleogénica, lo que confirma su erosión tectónica. Quizás lo más notable en dicha secuencia de sedimentos terrígenos y calcáreos es la presencia de abundantes clastos de rocas volcánicas en algunas capas terrígenas e incluso, algunos lechos tobáceos (Pszczolkowski, 1978, 1987, 1994), lo cual implica la existencia de una región volcánica no muy lejana, que debió ser el arco volcánico existente durante el Cretácico, al sur de la placa norteamericana o arco volcánico Cretácico de las Grandes Antillas. En el Campaniano culmina precisamente la existencia de dicho arco (Cobiella Reguera, 2000).

La Formación Moreno aflora muy pobremente y sus relaciones con la más joven (Formación Cacarajícara) son escasas. Sus diferencias litológicas son tan notables que permiten interpretar dicho contacto como una discordancia.

El miembro Los Cayos es una secuencia rocosa, mayormente compuesta por brechas sin vestigios de estratificación. Los clastos de las brechas son comúnmente mayores de 2 cm. Estas rocas parecen ser depósitos producidos por grandes deslizamientos de sedimentos.

Sobre el Miembro Los Cayos debió acumularse el resto de la Formación Cacarajícara, compuesta por clastos muy parecidos a los de esa unidad, lo que indica una fuente de aporte muy similar. La Formación Cacarajícara es un depósito excepcional, según se ha demostrado recientemente (Pszczolkowski, 1986, 1992, 1994), pues parece representar el depósito de una enorme corriente turbia (megaturbidita), originada a consecuencia de un fenómeno extraordinario: un gigantesco tsunami, el impacto en algún lugar cercano de un gran meteorito, es una de las causas propuestas.

4- Paleoceno Superior - Eoceno Inferior. Con esta etapa se puede relacionar el momento del desarrollo de la orogenia que perturbó el área. La no presencia de sedimentos de los inicios del Terciario es típico para la Sierra del Rosario, no se conocen tampoco en todo Guaniguanico y es característico de todo el antiguo margen continental mesozoico en el norte de Cuba. Es posible la existencia de fuertes corrientes de fondo que impedían la asimilación estable de sedimentos, ya que no se registra ningún episodio de erosión subaérea en este lapso (Paleoceno Inferior) en territorio de la Cordillera de Guaniguanico.

Hacia la parte media o tardía del Paleoceno (postdaniano) se reanuda la sedimentación en un mar profundo de fondo bien ventilado, en el que se acumulaba un fango calcáreo con cierta cantidad de arcilla (Formación Ancón). La pobre preservación de estas capas en Sierra del Rosario impiden profundizar en ello, aunque estos depósitos parecen haberse acumulado allí en un lapso muy corto.

Esta sedimentación fue preludio de la gran tormenta geológica que desde fines del Paleoceno hasta el inicio del Eoceno Temprano se abatió sobre la cuenca donde se acumulaban los sedimentos de Guaniguanico. A fines del Paleoceno comienza a aumentar rápidamente la cantidad de sedimentos arcillosos, ocurriendo un cambio radical en el tipo de sedimentación, comenzando a acumularse las turbiditas de la parte basal de la Formación Manacas y éstas a su vez son rápidamente sustituidas por depósitos olistostrómicos con enormes bloques de variada litología de los nappes que se movían desde el sur sobre la cuenca. Entre los bloques se encuentran tantos derivados de terrenos de margen pasivo Mesozoico como de las ofiolitas (en menor medida volcanitas del arco Cretácico).

No se deben descartar las potencialidades metalogénicas de la Formación Manacas, secuencia olistostrómica a la que pueden estar integrados fragmentos de depósitos y yacimientos destruidos durante los intensos movimientos tectónicos, que al continuar su avance hacia el norte, los nappes cubrieron sus propios depósitos. La dinámica de este proceso y el repetido escamamiento de la Formación Manacas, se explica a partir del momento en que se inicia la colisión y el continuo avance de los mantos que constituían las zonas meridionales.

En la Formación Manacas no parecen existir sedimentos más jóvenes que el Eoceno Inferior (parte baja) (Gordon et al., 1997), aunque años atrás se pensaba que la unidad podía extenderse al Eoceno Medio (Pszczolkowski et al., 1983).

La naturaleza del contacto entre las formaciones Manacas y Capdevila es discordante pero no tectónico. En las observaciones realizadas próximas al contacto de estas secuencia con el resto de las secuencias que pertenecen al Rosario, no se determinó ningún

tipo de elemento estructural que permita afirmar la presencias de contactos tectónicos. Si como suponemos, el contacto es discordante y la diferencia de edad entre ambas formaciones es muy pequeña; una vez culminado el emplazamiento de los nappes debió ocurrir una rápida subsidencia con la inundación del territorio. La fuente de aporte de los sedimentos turbidíticos de la Formación Capdevila estaba constituida por terrenos posiblemente ubicados al sur, con afloramientos de volcanitas de arco, sus intrusivos y metamorfitas. La Formación Capdevila se acumuló posiblemente en abanicos submarinos (Cobiella Reguera, 1997).

4- Eoceno Inferior (parte alta) - Cuaternario. Es la etapa de fin de la orogenia y la caracterizan el desarrollo de muchas secuencias con estilos tectónicos muy distintos a los presentes en los cortes más antiguos.

La historia más reciente de la Sierra del Rosario no ha sido suficientemente investigada; la presencia de la Formación Loma Candela al sur de la zona de falla Pinar, con clastos de litología típica de la Sierra del Rosario indica que de haber ocurrido movimientos horizontales importantes según la zona de falla Pinar, éstos deben haber tenido lugar antes de la acumulación de dicha formación (Gordon et al., 1997).

La zona de falla Pinar en su etapa inicial debe haber funcionado como una fractura de Riedel principal bajo esfuerzos de orientación noreste, a causa de la rotación horaria del stress principal durante los cabalgamientos ocurridos en el Paleoceno Superior - Eoceno Inferior parte baja (Cáceres, 1997, 1998). La presencia de estructuras de esquistosidad cizallamiento, de bookshelf sliding, tiling o imbrication de objetos descritos macroscópicamente (Blumenfeld, 1983, Passchier and Trouw, 1998), confirman su funcionamiento como una gran zona de shear con desplazamiento siniestro. Otros indicadores detectados, medidos y mapeados (estrías y escamas de calcita, etc.) en varios puntos a lo largo de su rumbo (Figs. 3c, 3d, 3e y 3f) dan elementos para comprender que en la evolución de esta gran estructura han intervenido otros movimientos subhorizontales y hasta gravitacionales al final de su desarrollo (Cofiño Arada y Cáceres, en prensa).

De todo lo anterior se deduce que la desviación hacia el noreste del stress principal representa una etapa más tardía de los movimientos, dando lugar a la fractura de Riedel principal (falla Pinar), que en su continuo desarrollo evoluciona, pasando por movimientos subhorizontales de 45°, hasta que en la etapa final funciona como una estructura gravitacional que origina dos bloques bien definidos al norte y sur de la falla (Cofiño Arada y Cáceres, en prensa).

Desplazamientos de esa naturaleza han sido determinados en varios puntos a lo largo de la zona de falla Pinar, al final de su desarrollo (Fig. 3b, a la Fig. 3l). Además, la interpretación compleja de los materiales geofísicos regionales (levantamientos gravimétricos, aerogeofísicos y estudios sísmicos), así como investigaciones geofísicas detalladas, investigaciones geomorfológicas y geoquímicas y un gran volumen de información geológica de la región (Fig. 5.7), reflejan de forma general las estructuras principales y sus características más notables.

La franja de campo magnético negativo que se extiende por todo el este del sector y que se asocia a la parte norte de la zona de mínimo gravimétrico, que se relaciona con la zona de la falla Pinar en su parte más oriental (Fig. 5.7), pudiera estar asociada a una zona de metamorfismo de alta presión con características similares a las rocas del cinturón Cangre (parte meridional de las Alturas Pizarrosas del Sur) que no afloran; esto concuerda con la interpretación del desplazamiento de las secuencias del Rosario al sur de Falla Pinar y su movimiento siniestro en el inicio de su funcionamiento.

Por otra parte, la zona de falla Pinar corta con un ángulo bajo las estructuras de El Rosario, en particular los nappes. Por tanto, los primeros movimientos según la falla deben datar del Eoceno Inferior (parte alta), posterior a la sedimentación de las secuencias de la Formación Manacas, aunque en esta investigación se mapearon estructuras del tipo falla Pinar afectando las secuencias de la Formación Capdevila. Si

además se tiene en cuenta que hacia el oeste la zona de falla Pinar pone en contacto la Formación Capdevila, cortada por numerosas fallas sinestrales paralelas a ésta, con las rocas metamorfizadas del cinturón Cangre, hace suponer la aparición de la falla Pinar durante o posterior a los depósitos de la Formación Capdevila, pero antes de la ocurrencia de los depósitos de la Formación Loma Candela, donde no fueron detectadas dichas evidencias (Gordon et al., 1997), además de que los datos aportados por el análisis paleontológico en estas localidades para la Formación Capdevila la datan como Eoceno Inferior (Bralower e Iturralde-Vinent, 1997). Al quedar de esta forma determinada la edad de ocurrencia de la falla Pinar, quedan aclaradas las relaciones existentes entre la falla Pinar y la Formación Capdevila.

Si la falla Pinar funcionó como una falla sinestral y como se sabe corta tanto rocas de las subzona Órganos como las del Rosario, es muy posible que secuencias de estos tipos se desarrollen por debajo de las rocas de la subzona San Diego de los Baños y puedan ocupar hoy posiciones más hacia el este. Quizás se pueda explicar más fácilmente, si se pudiera determinar la magnitud del desplazamiento de esta importante estructura, que implicaría la existencias de rocas tipo Guaniguanico mucho más al este subyaciendo todo el corte de los terrenos volcánicos cretácicos y las rocas de la cobertura post – orogénica (Fig. 5.8).

Del mapa tectónico de Cuba 1:500 000 (Pushcharovskiy et al., 1989), se puede interpretar la existencia de un sistemas de zonas de fallas sinistras escalonadas que se extiende desde noroeste a sureste, lo que provoca que la Isla de Cuba funcione como una gran zona de shear.

La zona de falla Pinar se extiende hacia el este, pudiéndose seguir con dificultad hasta la cercanías de la Bahía de la Habana, aunque no se observa tan claramente como al oeste en la provincia de Pinar del Río (debido a que se encuentra cubierta y enmascarada por sedimentos post - orogénicos).

Las rocas de la Unidad Tectono-Estratigráfica Placetas y del resto de las unidades que se desarrollan en la parte central de Cuba, han sido interceptadas por perforaciones profundas desde el área de Guanabo a lo largo de toda una franja centro - septentrional, sin interrupción; además, los sedimentos que componen la UTE Placetas, al igual que los de la UTE Camajuaní, afloran en forma de bandas casi paralelas en la región centro - septentrional de la Isla, desde las cercanías de la región Habana - Matanzas, hasta la Sierra de Jatibonico en la provincia de Camagüey (Valladares et al., 1997).

Las secuencias de la UTE Placetas son muy similares a las que se desarrollan en la parte occidental (subzona El Rosario), y pudieran haber sido originadas en una misma cuenca, posteriormente dislocada.

La causa fue en un principio la colisión entre la placa norteamericana y el arco de las Antillas Mayores (Gordon et al., 1997), que provocó el desplazamiento de todas esas unidades en este antiguo margen continental, llevándolas a ocupar posiciones mucho más septentrionales. Es entonces a partir de la rotación horaria de los esfuerzos y la formación de estructuras siniestras (zona de falla Pinar) que perturbaron toda esta gran región, que se produce el desplazamiento de todas estas unidades que hoy ocupan la parte central de la Isla.

La historia entre el Eoceno Medio y el Plioceno requiere del estudio de los cortes del Terciarios alrededor de la Sierra del Rosario, sin embargo, la abundante presencia de clastos derivados de Guaniguanico en los sedimentos terrígenos de la cuenca Los Palacios, demuestra que las montañas se han mantenido durante mucho tiempo como fuente de aporte, papel que han jugado durante el Cuaternario.

5.2- Posición actual, características de la estructura profunda de Sierra del Rosario y su similitud con la UTE Placeta en Cuba central.

El Cinturón Plegado y Cabalgado Guaniguanico se localiza principalmente en la provincia de Pinar del Río y se extiende hasta los límites con la provincia Habana. El límite meridional de esta unidad tectonoestatigráfica lo constituye la zona de falla Pinar, mientras el límite septentrional lo constituye el contacto tectónico con el terreno Zaza (subzona Bahía Honda). Hacia el este los depósitos del Rosario están cubiertos por secuencias de la Formación Capdevila y al oeste limita con el sureste del Golfo de México.

Su posición actual es el resultado de los movimientos que afectaron el margen continental y provocaron que zonas que se encontraban mucho más al sur, hoy ocupen las partes más septentrionales del Cinturón Plegado y Cabalgado Guaniguanico (Fig. 5.1).

La estructura profunda de la parte que corresponde a subzona El Rosario y zonas contiguas se representan en el corte por la línea II' (Fig. 5.8). El Cinturón Plegado y Cabalgado Guaniguanico (subzona El Rosario) según la modelación gravimétrica presenta 3 horizontes principales (Fernández de Lara et al., 2002). El primero con un espesor de 4-5 km asociado a la cobertura continental alóctona, presenta una densidad general calculada disminuida en aproximadamente un 5% con respecto a la densidad medida para estas rocas. Esta disminución se debe a los efectos fisurales regionales provocados por el grado de tectonismo a que han sido sometidas estas secuencias, así también como al desarrollo de los procesos cárnicos en las formaciones carbonatadas, dando lugar a una porosidad regional.

El segundo horizonte de aproximadamente 2,5 km de espesor, representa la parte de la cobertura continental que fue menos afectada por los efectos tectónicos y que constituye la posible cobertura continental autóctona. La densidad utilizada para esta capa en el modelaje gravimétrico es la medida en los estudios petrofísicos regionales (Martínez et al., 1991) (Fig. 5.8).

El tercer horizonte se asocia a la corteza continental cuyo tope superior yace en el orden de 7-8 km. La densidad utilizada corresponde a datos de literatura (Reynolds, 1997) (Fig. 5.8).

En general el ascenso relativo de la subzona El Rosario puede llegar a 2,5 km. Esta apreciación se puede determinar en los datos aportados por la corteza continental a ambos lados de la zona de falla (Fig. 5.8).

La subzona Bahía Honda, como parte del Terreno Zaza se emplaza de forma alóctona sobre la porción norte de la subzona El Rosario (Fernández de Lara et al., 2002). La característica estructural principal está dada por la presencia de dos grandes frentes de sobrecorrimento extendidos en dirección latitudinal, bien caracterizados por el campo gravimétrico y aeromagnético, estando la más meridional unida al macizo Cajalbana acorde a la modelación gravimétrica. Entre estas dos estructuras aparece una depresión en el techo del complejo ofiolítico relleno por secuencias sinorogénicas y postorogénicas con potencia máxima hasta 2 km.

El complejo ofiolítico se puede dividir según esta modelación en la cobertura vulcanógeno - sedimentaria (Formación Encrucijada) con densidad determinada durante los trabajos de levantamientos en el área (Martínez et al., 1991) y con potencia máxima de 1 km, y el complejo cumulativo (Martínez et al., 1991) que presenta espesores entre 2 y 4 km. A la profundidad de 4-5 km comienza la cobertura continental que presenta una potencia de aproximadamente 3 km, seguida por la cobertura continental alóctona con similar dimensión.

El techo de la corteza continental yace a profundidades del orden de los 10 km. La densidad utilizada corresponde a datos de literatura (Reynolds, 1997).

La continuación hacia el este de los depósitos tipo Rosario ha sido tratada por distintos autores, que interpretan el bloque Martín Mesa como una ventana de erosión.

Algunos investigadores han planteado con anterioridad la similitud del Rosario con la Zona Placetas en Cuba Central (Pszczółkowski, 1994, Cobiella Reguera, 2000). La posición estructural actual de las distintas unidades en la parte central de Cuba, se explica en el acápite del Modelo Evolutivo de esta memoria, donde a través de la falla Pinar se producen los desplazamientos de las secuencias situadas al sur de ésta, hacia el noreste, según un movimiento transcurrente siniestro.

A la UTE Placetas le corresponden los cortes más internos del margen continental cubano, caracterizados por la presencia de rocas carbonatadas y terrígeno - carbonatadas, así como gran abundancia de rocas silíceo-arcillosas y silicitas en el intervalo Cretácico. Por otra parte, la estructura tectónica se presenta compleja, con pliegues, muchas repeticiones por fallas de bajo ángulo y amplio desarrollo de melange caótico.

Los sedimentos que componen esta unidad, al igual que los de la UTE Camajuaní afloran en forma de bandas casi paralelas en la región centro-septentrional de la Isla, desde las cercanías de la región Habana-Matanzas, hasta la Sierra de Jatibonico en la provincia de Camagüey. Igualmente se han encontrado por perforaciones profundas desde el área de Guanabo a lo largo de toda la franja mencionada, sin interrupción (Valladares et al., 1997).

En el subsuelo se evidencia la presencia de varios mantos superpuestos, repitiendo el corte, donde las capas buzcan con ángulos de 40-60° como promedio, aunque también llegan a verticales en los frentes de los mantos y sub-horizontales en las bóvedas de las estructuras.

Resulta de interés el trabajo de Sánchez Arango en Valladares et al. (1997), donde considera conveniente reconocer cuatro secuencias estratigráficas, que se diferencian tanto por estudios de superficie como por perforaciones profundas: Cifuentes, Rancho Veloz, Jarahueca y Sierra de Camaján, las que pueden ser comparadas con las distintas secuencias que se desarrollan en las diferentes unidades de mantos descritos por Pszczolkowski (Pszczolkowski, 1976, 1999), donde a cada unidad de mantos le pertenecen secuencias litoestratigráficas diferentes.

La edad de los sedimentos de estas secuencias que conforman la UTE Placetas, abarcan desde el Oxfordiano-Kimmerigiano hasta el Turoniano, cubiertos discordantemente por las rocas del Cretácico tardío-Paleógeno, que corresponden a sedimentos sinorogénicos.

Es de destacar la posición similar de la subzona El Rosario, a cuyas secuencias también le corresponden los cortes más internos del margen continental cubano (según el esquema propuesto), que se caracterizan por la presencia de rocas carbonatadas y terrígeno-carbonatadas, con gran abundancia de rocas silíceo-arcillosas y silicitas hacia las partes inferiores del Cretácico.

Los sedimentos que componen esta subzona (Rosario Norte y Rosario Sur), afloran en forma de bandas casi paralelas en la región, ocupando toda la parte centro-septentrional de la provincia de Pinar del Río, desde las cercanías de La Habana, donde también se encuentran cubiertas por mantos cabalgados que conforman el Terreno Zaza (subzona Bahía Honda) hasta el extremo más occidental, donde afloran rocas del margen continental cubano (Martínez et al., 1987).

A partir de la subdivisión de la región en sectores con diferente desarrollo geológico (Zona Coco, Cinturón Plegado y Cabalgado Guaniguanico y Terreno Zaza) y los datos de que se dispone en la presente investigación, se realiza una interpretación de los mismos y se ubica tentativamente la posición aproximada de estos sectores antes y posterior a la ocurrencia del fenómeno de la colisión (Fig. 5.1).

La edad de la colisión fue previamente explicada en este trabajo (Paleoceno Superior – Eoceno Inferior), pero además Bralower e Iturralde-Vinent (1997), realizan una datación que precisa el momento de la colisión entre Norteamérica y la placa de las Antillas Mayores.

Como resultado de este trabajo fue posible detectar la presencia de hidrocarburos en estado líquido alojado en grietas y en muestras de afloramientos, asociados con grietas, pequeñas fallas y oquedades o poros en secciones delgadas (Tablas 1 y 2).

Por la posición estructural de esta secuencia (El Rosario) y por la similitud de sus características litoestratigráficas con las secuencias que se desarrollan en Cuba Central (Cobiella Reguera et al., 2000), donde se incluye la unidad tectonoestratigráfica Placetas, se considera imprescindible destacar su importancia para prospección de hidrocarburos.

En el perfil por la línea II', como se planteó al inicio de este acápite (Fig. 5.8), realizado sobre la base de los resultados de los trabajos gravimétricos y magnéticos del área, se han determinado la posición, los límites y espesores en profundidad de las distintas unidades que se desarrollan en la región.

Del análisis de todo lo anterior y según lo planteado en el perfil esquemático propuesto por Iturralde-Vinent en (Bralower e Iturralde-Vinent, 1997), resulta aún más perspectiva la región para la prospección de hidrocarburos por la presencia de rocas de la subzona El Rosario subyaciendo las rocas de la subzona Bahía Honda. Puede valorarse además la posibilidad de encontrar yacimientos en las propias rocas de la subzona Bahía Honda, derivados de la posible migración de los hidrocarburos hacia las partes superiores del corte en su camino desde las profundidades.

CONCLUSIONES.

Durante el desarrollo de esta investigación se ha podido incrementar el grado de conocimiento de la región, a partir de una revisión detallada de todos los materiales existentes y la ejecución de trabajos de campo que han permitido el análisis e interpretación de los diferentes factores relacionados con la geología, fundamentalmente con los procesos tectónicos y su relación con hidrocarburos en la Sierra del Rosario, que permiten arribar a las siguientes conclusiones.

1. Los resultados obtenidos a partir de los diagramas de agrietamiento, planos axiales, ejes de pliegues, así como los diagramas de contornos para las diferentes escamas en todos los perfiles, confirman que la orientación de los esfuerzos que provocaron el transporte tectónico oscila al noroeste entre los 300° y 310° para esta parte de la Sierra del Rosario.
2. A partir de la interpretación de los distintos diagramas de contornos por escamas para cada perfil, se logró determinar la rotación al noreste entre los 30° y 45° del stress principal, que provocó una nueva fase deformacional.
3. A partir del mapeo de los diferentes indicadores en la zona de la falla Pinar, se puede determinar su funcionamiento en el tiempo: como una falla de strike slip sinestral (al inicio de su desarrollo) y como una falla normal en su etapa final. Se confirma su origen como una fractura de Riedel principal, provocada por la desviación al noreste del máximo stress compresivo σ_1 .
4. La existencia de varios indicadores cinemáticos (escamas de calcita y estriaciones) y la naturaleza del contacto entre las subzonas El Rosario y Bahía Honda, permiten argumentar la existencia de desplazamientos sinestrales, relacionados con la rotación horaria del stress principal, hacia la culminación de los cabalgamientos de las secuencias de la subzona Bahía Honda, sobre los depósitos de la subzona El Rosario.
5. Se determinaron las características geológicas de la Formación Capdevila en cuanto a su posición tectónica y sus contactos con las secuencias de la subzona Rosario a partir del mapeo del límite entre éstas, confirmándose la edad de la Formación como Eoceno Inferior parte media, antes de la ocurrencia de la falla Pinar, al estar presentes en dichas secuencias palpables evidencias de movimientos transcurrentes siniestros, correlacionables con dicha estructura principal.

6. Se presenta el mapa geológico para el área a escala 1: 100 000 de Martínez et al., 1994 (Mapa Geológico de la Generalización del Occidente de Cuba) modificado a partir de la información obtenida y la reinterpretación de los materiales existentes, a la vez que se detallan las características geológicas de esta región a escala 1: 25 000 para un área de 55 km², donde se muestran las características geológicas de las distintas unidades, ambos en formato digital.
7. Se confirmaron cinco unidades de mantos, extendidas por el rumbo formando fajas alargadas, limitadas por fallas inversas y distribuidas de sur a norte (Naranjo, Dolores, La Serafina, Cangre y Sierra Chiquita), caracterizadas por cortes estratigráficos y tipos de deformaciones específicos.
8. A partir de las observaciones realizadas durante los trabajos de campo, se comprueba que los sistemas de grietas más tardíos, generados a partir de esfuerzos con orientación noreste, manifiestan una estrecha relación con la migración de los hidrocarburos en el área.
9. A partir de la información de los trabajos de campo y la interpretación del ambiente geotectónico en que se localizan las manifestaciones detectadas en el área, se determinan zonas de alta prospectividad para la prospección petrolera. Las rocas de la Formación Cacarajícara constituyen un excelente reservorio, los potentes espesores que presenta y su característica estratificación masiva la hacen muy atractiva como colector, siendo las unidades más septentrionales del Rosario las más perspectivas para la prospección. Las similitudes entre las formaciones Vega Alta en Cuba central y Manacas en el occidente, confirman las características que presenta esta última como un formidable sello.
10. La prospectividad del noreste de Pinar del Río se incrementa al quedar demostrado que todo el banco carbonatado (constituido por rocas de las subzonas El Rosario y Los Órganos), subyace las rocas de la subzona Bahía Honda. Es posible además localizar yacimientos en las propias rocas de la subzona Bahía Honda, derivados de la posible migración de los hidrocarburos hacia las partes superiores del corte.

RECOMENDACIONES.

1. Generalizar el empleo de los métodos microtectónicos en la solución de problemas estructurales y específicamente en los trabajos de prospección petrolera, pues pueden ser de valiosa ayuda para determinar las direcciones fundamentales del agrietamiento, lo que resulta de mayor interés en los casos de reservorios del tipo fracturados porosos.
2. Dirigir los trabajos de prospección hacia aquellas estructuras estrechamente vinculadas con la rotación hacia el este del stress principal, con quienes se relaciona la migración de los hidrocarburos en el área.
3. Tener en cuenta la alta perspectiva que presenta en el área la Formación Cacarajícara como colector de hidrocarburos y específicamente en las unidades más septentrionales (Manto Sierra Chiquita), donde se alcanzan sus mayores espesores, lo que permite sugerir la realización de trabajos sísmicos en perfiles, para este sector.
4. Tener en cuenta la importancia que presenta la subzona Bahía Honda, para la prospección de hidrocarburos en el Occidente de Cuba, a partir de su posición sobre el corte carbonatado de las secuencias de Guaniguanico.

BIBLIOGRAFÍA BÁSICA.

- Bralower, T.J., and Iturralde-Vinent, MA., 1997. Micropaleontological dating of the collision between the North American plate and Greater Antilles arc in western Cuba. *Palacios*, 12: 133-150.
- Cáceres, D., 1997. Estructura Geológica y Pronóstico Preliminar para metales básicos + Barita en la parte central de las Alturas Pizarrosas del Sur (tesis doctoral). Universidad de Pinar del Río, Pinar del Río.
- Cáceres, D., 1998. Diferentes fases deformacionales en la porción más meridional de Sierra de los Órganos. Resumen III Congreso Cubano de Geología y Minería.. pp. 67-68.
- Chang, J.C., Vázquez, M., 1991. Características del magmatismo de las rocas de la Formación Artemisa. V Jornada Científica de la SCG. Filial P. del Río.
- Cobiella Reguera, J.L., Hernández, A., 1990. Mapa Las Terrazas e Informe. Inédito. Departamento de Geología, UPR.

- Cobiella Reguera, J.L., 1995. Evaluación preliminar del potencial gasopetrolífero de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico a partir de la información geológica de superficie. Informe inédito. Departamento de Geología, UPR.
- Cobiella-Reguera, J.L., 1996. El magmatismo Jurásico (caloviano?-oxfordiano) de Cuba occidental: ambiente de formación e implicaciones regionales. Revista Asociación Geológica Argentina 51 (1): 15-28.
- Cobiella Reguera, J.L., 1996a. Estratigrafía y eventos jurásicos en la cordillera de Guaniguanico, Cuba occidental. Minería y Geología Vol III, (3): 11-25.
- Cobiella Reguera, J.L., Hernández Escobar, A., 1997. Estudio de algunas areniscas de las formaciones San Cayetano y Polier, Sierra del Rosario, Cuba. Minería y Geología Vol XIV, (3): 59-68.
- Cobiella Reguera, J.L., 1997. Zonación Estructurofacial del corte Paleoceno – Eoceno Medio de Cuba. Minería y Geología Vol. XIV, (1): 3-12.
- Cobiella Reguera, J.L., 1998. Melanges de la Sierra del Rosario, Cuba occidental. Tipos e implicaciones regionales. Minería y Geología Vol. XV, (2): 3-10.
- Cobiella Reguera, J.L., Gil González, S., Hernández Escobar, A., Díaz Díaz, N., 2000. Estratigrafía y Tectónica de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Cuba Occidental. Minería y Geología Vol. XVII, (1): 5-15.

- Cobiella Reguera, J.L., 2000. Jurassic and Cretaceous Geological History of Cuba. International Geology Review. N° 7: 594.
- Cofiño Arada, C.E., Cáceres, D., en prensa. Particularidades estructurales y determinación del stress principal a partir de la información de un perfil en la parte oriental de la Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba.
- Cofiño Arada, C.E., Cáceres, D., en prensa . Efectividad de la utilización de los métodos microtectónicos en el desciframiento de la evolución de estructuras tectónicas (Falla Pinar).
- Díaz Duque, J.A., Azze Pavón, A.B., Díaz O., Casarreal, G., 1987. Utilización del Gradiente Total Normal de la Gravedad en el Estudio de la Estructura Profunda de la provincia de Pinar del Río. Minería y Geología Vol. 5, N° 3: 45-50.
- Fernández de Lara, R., 1995. Esquema estructural de la parte central de Cuba occidental (Inédito).
- Fernández de Lara, R., Fajardo López, S., 2002. Contribución de la Información Geofísica a la constitución geológica de la provincia de Pinar del Río en apoyo a modelos regionales de prospección. Memorias del II Congreso Cubano de Geofísica. Ciudad de La Habana.
- Franco Álvarez, G., González García, R., Recio Herrera, A., Furrázola Bermúdez, G., Delgado Damas, R., 1993. Léxico Estratigráfico de Cuba. IGP. Ciudad de la Habana.

- Gordon, M, Mann, P., Cáceres, D., et al., 1997. Cenozoic tectonic history of the North American - Caribbean plate boundary zone in western Cuba. *Journal of Geophysical Research* Vol. 102: 10055-10082.
- Haczewski, G., 1976. Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation: an accumulative continental margin in the Jurassic of Western Cuba. *Acta Geol. Pol.*, 26: 331-353.
- Hatten, C.W., 1957. Geologic report on Sierra de los Organos (unpubl.). Fondo Geol. (MINBAS), La Habana.
- Hatten, C.W., 1967. Principal features of Cuban geology: discussion. *Am Assoc. Pet. Geol. Bult.*, 51: 780-789.
- Herrera, N.H., 1961. Contribución a la Estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cub. Ing.*, 61: 22-44.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1975. Problems in application of modern tectonic hypotheses to Cuba and Caribbean region. *Am Assoc. Pet. Geol. Bul.*, 59: 838-855.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1992. A short note on the Cuban late Maastrichtian megaturbidite (an impact-derived deposit?). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109: 225-228.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1994. Cuban geology: a new plate-tectonic synthesis. *J. Pet. Geol.*, 17: 39-70.

- Iturralde-Vinent, M.A., 1995a. Implicaciones tectónicas de magmatismo de margen continental pasivo en Cuba. En: A.C. Riceardi and MR Iglesia Llanos (Editors), Jurásico de Cuba y América del Sur. Rel. Conf. de Campo, PICG 322 en Cuba, Noviembre 22-29, 1994, Buenos Aires, pp. 14-30.
- Iturralde-Vinent, MA., 1996. Introduction to Cuban geology and tectonics. In: Iturralde-Vinent, M.A. (Editor), Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba (Cuban ophiolites and volcanics arcs). IUGS/UNESCO Project 364, Contrib. 1, 3-35.
- Khudoley, K.M, and Furrázola-Bermúdez, G., 1968. Estratigrafía y fauna del Jurásico de Cuba. La Habana, 126 pp.
- Khudoley, K.M, and Meyerhoff, A.A., 1971. Paleogeography and geological history of Greater Antilles. Geol. Soc. Am Mern., 129: 1-199.
- Mann, P., Draper, G., and Lewis, J.F., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. In: R Mann, G. Draper and J.F. Lewis (Editors), Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Geol. Soc. Am Spec. Pap. 262: 1-28.
- Martínez, D., Vázquez, M, 1987. Alturas Pizarrosas del Norte, extremo occidental de la subzona “Sierra del Rosario”. En: Memorias del III Encuentro Científico-técnico de Geología en Pinar del Río. Soc. Cubana de Geología, pp. 57-71.
- Martínez, D., 1987. Algunas consideraciones acerca de la tectónica en la provincia de Pinar del Río. Bol. Geociencia.

- Martínez, D., 1989. Estratigrafía, Tectónica y Magmatismo de la Z. E. F. Guaniguanico. (Inédito).
- Martínez, D., Vázquez, M, Chang, J.C., Denis, R., Fernández, O., Fernández de Lara, R., Barrios, E., Peláez; R., 1991. Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y prospección a escala 1: 50 000 Pinar – Habana. MINBAS. E.G.M Pinar del Río.
- Martínez, D., Vázquez, M, Chang, J.C., Denis, R., Fernández, O., Fernández de Lara, R., Barrios, E., 1994. Generalización del mapa geológico a escala 1:100 000 del Occidente de Cuba. IGP, Ciudad de la Habana.
- McClay, K., 1987. The mapping of geological structures, Geological Society of London. England. Handbook Series Editor M H de Freitas.
- Mossakovskiy, A, De Albear, J.F., 1979. Estructura de cabalgamiento de Cuba occidental y norte e historia de su formación a la luz del estudio de los olistostronias y las molasas. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 1: 3-31.
- López Rivera, J.G., Valladares, S., Echevarría, G., Tenreyro, R., Sánchez Arango, J., Segura Soto, R., López, J.O., Álvarez Castro, J., Socorro, R., 1995. La Geología de los sistemas petrolíferos en Cuba. CEINPET. MINBAS. Ciudad de la Habana.
- López Rivera, JG., G., Tenreyro, R., López, J.O., Navarrete, L.E., Valladares, S., Álvarez Castro, 1997. Escenarios y Sistemas petroleros para la exploración en Cuba. CEINPET. MINBAS. Ciudad de la Habana.

- López Rivera, JG., López Quintero, JO., Fernández Carmona, J., Hernández, V., Sosa Meisoza, C., Blanco, M, Delgado, O., Hernández León, J., 1998. Actualización del potencial de petróleo y gas de Cuba Occidental. CEINPET. MINBAS. Ciudad de la Habana.
- López Rivera, JG., López Quintero, JO., Fernández Carmona, J., Hernández, V., Sosa Meisoza, C., Blanco, M, Delgado, O., Domínguez Sardiñas, Z., Barreras Fernández, V., Hernández León, J., 1999. Calidad de los crudos cubanos. CEINPET. MINBAS. Ciudad de la Habana.
- Passchier, C. W., And Trouw, R. A. J., 1998. Microtectonic Copyright Springer- verlag Berlin Heidelberg. Printed in Germany.
- Pardo, G., 1975. Geology of Cuba. In: A.E.M Nairn and F.G. Swihly (Editors), The Ocean Basins and Margins, 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, New York, pp. 553-615.
- Piotrowska, K., 1978. Nappe structures of Sierra de los Organos, western Cuba. Acta Geol. Pol., 28: 97-170.
- Piotrowska, K., 1993. Interrelationship of the terranes in western and central Cuba. Tectonophysics, 220: 273-282.
- Piotrowska, K., 1976. Outline of Tectonic of the Pinar del Río Province (Cuba). Studia Geological Polonica, Serie des Sciences de la Terre. Vol XXIV: 183-191.
- Pszczolkowski, A., 1971. Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rosario (Cuba). Bult. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Terre, 19 (314): 249-259.

- Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Myczyński, R., Piotrowski, J., Grodzicki, J., Skupinski, A., Haczewski, G., Daniiewski, D., 1975. Texto explicativo para el mapa geológico a escala 1: 250 000 de la provincia de Pinar del Río. Unpubl. Rep., ONRM, La Habana.
- Pszczolkowski, A., 1977. Nappe structure of Sierra del Rosario (Cuba). Bult. Acad. Polon. Seí., Sér. Scí. Terre, 24 (3-4): 205-215.
- Pszczolkowski, A., 1978. Geosynclinal sequences od the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development, and paleogeography. Acta Geol. Pol, 28 (1): 1-96.
- Pszczolkowski, A., and de Albear, J.F., 1982. Subzona estructuro-facial de Bahía Honda, Pinar del Río; su tectónica y datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 5: 3-24.
- Pszczolkowski, A., De Albear, J.F., 1983. La secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río, Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 6: 41-52.
- Pszczolkowski, A., 1985. Sobre la edad del metamorfismo y la estructura tectónica de la faja Cangre, provincia de Pinar del Río, Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 10, 3: 1-36.
- Pszczolkowski, A., 1986c. Megacapas del Maestrichtiano de Cuba occidental y central. Bull. Pol. Acad. Seí., Earth Scí, 34: 81-87.

- Pszczolkowski, A., 1987. Paleogeography and paleotectonic evolution of Cuba and adjoining areas during the Jurassic-Early Cretaceous. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 57: 127-142.
- Pszczolkowski, A., 1989a. La edad y posición de la secuencia vulcanógeno-sedimentaria (Formación El Sábalo), en la estructura geológica de la Sierra del Rosario (Cuba occidental). *Geología/Geology '89* (Primer Congreso Cubano de Geología, La Habana), Resúmenes y Programa, p. 66.
- Pszczolkowski, A., 1990. Late Cretaceous volcanic arc in the Bahía Honda terrane, western Cuba. In: *Tectonostratigraphic Correlation of Late Cretaceous-Tertiary Island Arc Rocks in the Caribbean Region*. Annual Meeting of the Geological Society of America, Dallas, Abstracts with Programs, T 23, p. A338.
- Pszczolkowski, A., 1994. Interrelationship of the terranes in western and central Cuba Comment. *Tectonophysics*, 234: 339-344.
- Pszczolkowski, A., 1994a. Lithostratigraphy of Mesozoic and Palaeogene rocks of Sierra del Rosario, western Cuba. *Stud. Geol. Pol.*, 105: 39-66.
- Pszczolkowski, A., 1994b. Geological cross-sections through the Sierra del Rosario thrust belt, western Cuba. *Stud. Geol. Pol.*, 105: 67-99.
- Pszczolkowski, A., 1999. The Exposed Margin of North America in Western Cuba. *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4 edited by P. Mann (Series Editor. K. J. Hsu, pp 93 – 121.

- Pusharovsky, Y.M, 1989. Explanatory note to the Tectonic map of Cuba escala 1: 500 000. Nauka. Moscow.
- Ramsay, J., Hurber, M, 1983. The techniques of modern structural. Geology, Vol 1 y 2. Academic. Pres, Inc, London, 1983.
- Ragan, D., 1973. Structural geology and introduction of geometrical techniques. Second Edition Inc Arizona. John Wiley and sons.
- Reynold, JM, 1997. An Introduction to appled and enviromental Geophysics. Editorial Jhon Wiley and son LTD.
- Rodríguez, R, 1987. División estratigráfica de la Formación Esperanza y comparación de los cortes de las subzonas Esperanza y Sierra del Rosario. En: Memorias del III Encuentro Científico-técnico de Geología en Pinar del Río. Soc. Cubana de Geología, pp. 46-50.
- Rodríguez, M, Fernández, M, 1990. Diferenciación de los complejos vulcanógeno - sedimentarios en la provincia de Pinar del Río. Trabajo de Diploma. Dpto. de Geología UPR.
- Segura Soto, R., Millán, E., Fernández, J., 1985. Complejos litológicos del extremo noroccidental de Cuba y sus implicaciones estratigráficas de acuerdo con los datos de las perforaciones profundas. Rev. Tecnológica, XV, Ser. Geol., 1: 32-36.
- Simon Petroleum Technology, CUPET. Febrero 1993. The Geology and Hidrocarbure Potential of the Republic of Cuba. CEINPET. MINBAS. Ciudad de la Habana.

- **Twiss, R. J., Moores E.M.,1992. Structural Geological. Copyright by H. Freeman and Company. Printed in USA.**
- **Valladares, S., Sánchez Arango, J., López Rivera, J.G., López Quintero, J.O., Fernández Carmona J., Fernández Rodríguez, G., Linares, E., 1997. Reservorios carbonatados pertenecientes a la UTE Placetas. Archivo CEINPET. Ciudad de la Habana.**
- **Van Westen, C. J., 1997. ILWIS 2.1 for Windows Application Guide, ITC. Publicaton, Enschede. Holand.**

OTRA BIBLIOGRAFIA REVISADA.

- Aiello, I.W., Chiari, M, 1995. Cretaceous radiolarian cherts of western Cuba. *Ofioliti*, 20: 123-128.
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geol, Soc. Am Bult.*, 94 (8): 941-966.
- Baumgartner, P.O., 1987. Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. *Eclogae Geol. Helv.*, 80 (3): 831-879.
- Bazhenov, ML., Pszczoikowski, A., Shipunov, S.V., 1996. Reconnaissance paleomagnetic results from western Cuba. *Tectonophysies*, 253: 65-81.

- Benjamini, C., Shagarn, R. and Menendez Y, A., 1987. (Late?) Paleozoic age for the 'Cretaceous' Tucutunemo Formation, northern Venezuela: stratigraphic and tectonic implications. *Geology*, 15: 922-926.
- Blanco Moreno, J., Proenza Fernández, J., 2000. Sistematización tectonoestratigráfica de Cuba centro oriental. *Minería y Geología* Vol XVII, (1): 35-45.
- Bradley, D.C., Kidd, W.F., 1991. Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103: 1416-1438.
- Bralower, T.J., Hutson, E., Mann, P., Iturralde-Vinent, M., Renne, P., and Sliter, W.V., 1993. Tectonic of oblique arc-continent collision in western Cuba, 1. Stratigraphic constraints. *Eos*, 74: 546.
- Case, J.E., Holcombe, T.L., and Martin, R.G., 1984. Map of geologic provinces in the Caribbean region. In: W.E. Bonini, R.B. Hargraves, and R. Shagam (Editors), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. *Geol. Soc. Am. Mem*, 162: 1-30.

- Case, J.E., MacDonald, W.D., Fox, P.J., 1990. Caribbean crustal provinces; Seismic and gravity evidence. In: J.E. Case and G. Dengo (Editors), Decade of North American Geology, Vol. H. The Caribbean Region. Geological Society of America, Boulder, CO; pp. 15-36.
- Chauvin, A., Bazhenov, M.L., and Beaudouin, T., 1994. A reconnaissance paleomagnetic study of Cretaceous rocks from central Cuba. *Geophys. Res. Lett.*, 21: 1691-1694.
- Coleman, M.L., Gruszczyński, M., Pszczolkowski, A., Myczyński, R., 1995. Geochemical isotopic and elemental record from Cuban Late Jurassic-earliest Cretaceous: a proto- Caribbean sea-water evolution. 1st SEPM Congr. Sedimentary Geology, August 13~16, 1995, St. Pete Beach, FL, Progr. Abstr. Vol. 1, p. 41.
- De la Torre, A., 1988. Resultados micropaleontológicos más importantes del levantamiento geológico de la provincia de Pinar del Río. In: *Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río*. Edit. Cient. Técn., La Habana, pp. 170-184.
- Donnelly, T.W., 1989. Geologic history of the Caribbean and Central America. In: J.E. Case and G. Dengo (Editors), Decade of North American Geology, Vol. A. The Geology of North America - An Overview. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 299-321.
- Donnelly, T.W., Herne, G.S., Finch, R.C., and López-Ramos, E., 1990. Northern Central America; the Maya and Chortis blocks. In: J.E. Case and G. Dengo (Editors), Decade of North American Geology, Vol. H. The Caribbean Region. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 37-76.

- Fernández Carmona, J., 1998. Bioestratigrafía del Jurásico Superior – Cretácico Inferior Neocomiano de Cuba Occidental y su aplicación en la exploración petrolera. Tesis Doctoral.
- Fernández, J., Areces, A., and Díaz, ML., 1987. Estratigrafía del área Los Arroyos, provincia de Pinar del Río basada en datos de perforación profunda. In: Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología en Pinar del Río. Soc. Cubana de Geología, pp. 51-56.
- Gates, A. E., 1992. Domainal failure of serpentinite in shear zone, State- Line mafic complex, Pennsylvania, U.S.A. Journal of Structural Geology . Vol 14, Nº 1: 19-28. Printed in Great Britain.
- Gradstein, F.M, Agterberg, F.R., Ogg, J.G., Hardenbol, J., Van Veen, R., Thierry, J., and Huang, Z., 1994. A Mesozoic time scale. Geophys. Res., 99: 24051-24074.
- Housa, V., 1974. Informe final sobre los trabajos de campo realizados para el estudio bioestratigráfico y la recolección de los ammonites del Tithoniano y Cretácico Inferior en algunas localidades en la Provincia de Pinar del Río, Cuba. Unpubl. Rep. Inst. Geol. Paleontol. MINBAS, La Habana.
- Howell, D., Jones, D., and Schermer, E., 1985. Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region. In: D. Howell (Editor), Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, Earth Science Series 1, pp. 3-30.

- Hutson, F., Mann, P., and Renne, P., 1998. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of single muscovite grains in Jurassic siliclastic rocks (San Cayetano Formation): constraints on the paleoposition of western Cuba. *Geology*, 26: 83-86.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1995h. Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba. *Bol. Soc. Venez. Geol.*, 20: 75- 80.
- Kutek, J., Pszczolkowski, A., and Wierzbowski, A., 1976. The Francisco Formation and an Oxfordian ammonite fauna from the Artemisa Formation. *Acta Geol. Polon.*, 26: 299-319.
- Lewis, J.F., and Draper, G., 1990. Geology and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In: J.E. Case and G. Dengo (Editors), *Decade of North American Geology*, Vol. H. The Caribbean Region. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 77-140.
- López Rivera, J.G., López Quintero, J.O., Fernández Carmona J., and Fernández Rodríguez, G., 1987. Análisis geológico del corte del pozo paramétrico Pinar 1. In: *Memorias del El Encuentro Científico-técnico de Geología en Pinar del Río*. Soc. Cubana de Geología, pp. 40-45.
- Marton, G., and Buffier, R.T., 1994. Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *Int. Geol. Rev.*, 36: 545-586.
- Meyerhoff, A.A., and Hatten, C.W., 1974. Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy, and petroleum potencial. *Am Assoc. Pet. Geol. Bult.*, 58: 1201- 1239.

- Myczyński, R., 1976. A new ammonite fauna from the Oxfordian of the Pinar del Río Province, western Cuba. *Acta Geol. Pol.*, 26:261-299.
- Myczyński, R., 1977. Lower Cretaceous ammonites from Sierra del Rosario (western Cuba). *Acta Paleontol. Pol.*, 22: 139- 173.
- Myczyński, R., 1989. Ammonite biostratigraphy of the Tithonian of western Cuba. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59: 43-125.
- Myczyński, R., 1994a. Caribbean ammonite assemblages from Upper Jurassic-Lower Cretaceous sequences of Cuba. *Stud. Geol. Pol.*, 195: 91-108.
- Myczyński, R., 1994h. Lower Tithonian ammonites from the Sierra del Rosario, Western Cuba. *Publ. 1, Proc. 3rd Pergola Int. Symp.*, pp. 287-298.
- Myczyński, R., 1996b. Interpretación estratigráfica y revisión sistemática de algunos ammonites del Tithoniano de Cuba. *Terra Nostra* 8196, p. 103.
- Myczyński, R., and Pszczolkowski, A., 1976. The ammonites and age of the San Cayetano Formation from the Sierra del Rosario, western Cuba. *Acta Geol. Pol.*, 26: 321-330.
- Myczyński, R., and Pszczolkowski, A., 1994. Tithonian stratigraphy and microfacies in the Sierra del Rosario, Western Cuba. *Stud. Geol. Pol.*, 105: 7-38.

- Pérez Lazo, J., Fundora Granda, M, García, A., Kropálek, Y., and Horálek, J., 1995. Paleomagnetic investigations in Cuba from late Jurassic to middle Eocene times and tectonic implications. *Acta Univ. Carolina Geol.* 38 (1994): 3-19.
- Pessagno, E.A., Cantú-Chapa, A., Huil, D.M, Keildorf, M, Longoria, J.F., Martin, C., Meng, X., Montgomery, H., Fucugauchi, J.U., and Ogg, J.G., 1999. Stratigraphic evidence for northwest to southeast tectonic transport of Jurassic terranes in central Mexico and the Caribbean (western Cuba). In: P. Mann (Editor), *Caribbean Basins - Sedimentary Basins of the World*, vol. 4. Elsevier, Amsterdam, pp. 123~149.
- Pindell, J.L., 1991. Geologic rationale for hydrocarbon exploration in the Caribbean and adjacent regions. *J. Pet. Geol.*, 14 (3): 237-257.
- Pindell, J.L., and Barrett, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective. In: J.E. Case and G. Dengo (Editors), *Decade of North American Geology*, Vol. H. The Caribbean Region. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 405-432.
- Pindell, J.L., and Dewey, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1: 179-211.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman M, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., LaBrecque, J.L., and Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155: 121-138.

- Piotrowski, J., 1977. First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. Bull. Acad. Pol. Seí., Sér. Scí. Terre, 24: 227-234.
- Pszczolkowski, A., 1981. El banco carbonatado Jurásico de la Sierra de los Órganos, Provincia de Pinar del Río: su desarrollo y situación paleotectónica. Cien. Tierra Espacio, 3: 37- 50.
- Pszczolkowski, A., 1982. Cretaceous sediments and paleogeography in the western part of the Cuban miogeosyncline. Acta. Geol. Pol., 32: 135-161.
- Pszczolkowski, A., 1983. Tectónica del miogeosinclinal cubano en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara. Cien. Tierra Espacio, 6: 53-61.
- Pszczolkowski, A., 1986a. Composición del material clástico de las areniscas de la Formación San Cayetano, en la Sierra de los Órganos (Provincia de Pinar del Río, Cuba). Cienc. Tierra Espacio, 11: 67-79.
- Pszczolkowski, A., 1986b. Secuencia estratigráfica de Placetas en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara (Cuba). Bult. Pol. Acad. Seí., Earth Scí, 34: 67-79.
- Pszczolkowski, A., 1989h. Late Paleozoic fossils from pebbles in the San Cayetano Formation, Sierra del Rosario, Cuba. Ann. Soe. Geol. Pol., 59: 27-40.

- Renne, P.R., Scott, G.R., Doppelhammer, S.H., Linares Cala, E., and Hargraves, R.B., 1991. Discordant Mid-Cretaceous paleomagnetic pole from the Zaza terrane of central Cuba. *Geophys. Res. Lett.*, 18: 455-458.
- Rigassi-Studer, D., 1963. Sur la géologie de la Sierra de los Organos, Cuba. *Arch. Seif. Soe. Phys. Hist. Nat. Genève*, 16: 339-350.
- Rosencrantz, E., 1990. Structure and tectonics of the Yucatan basin, Caribbean Sea, as determined from reflection studies. *Tectonics*, 9: 1037-1059.
- Rosencrantz, E., 1996. Basement structure and tectonics in the Yucatan basin. In: MA. Iturraide-Vinent (Editor), *Ophiolites y arcos volcánicos de Cuba (Cuban ophiolites and volcanics arcs)*. IUGS/UNESCO Project 364, Contrib. 1, pp. 36-47.
- Ryabukhin, A.G., Tchekhovich, V.D., Zonenshein, L.P., and Khain, V.E., 1984. Development of the Caribbean basin and the western part of the Tethy. 27 *Int. Geol. Congr., Coll. 03, Palaeoceanography, Rept. 3, Moscow*, pp. 104-113.
- Wierzbowski, A., 1976. Oxfordian ammonites of the Pinar del Río Province (western Cuba); their revision and stratigraphical significance. *Acta Geol. Pol.*, 26: 137-260.

