

continental (SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998), el límite actual de este dominio, con el terreno para-autóctono se establece en la zona de fallas de Coche-North Coast, que posiblemente está representada en el Cabo Tres Puntas, en la zona occidental del área de estudio.

Tabla 4.13. Composición química del esquistu glaucofánico (sp. 5005 y sp. 5011) de Cabo Tres puntas.

Muestra	%SiO ₂	%TiO ₂	%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃	%MnO ₂	%MgO	%CaO	%Na ₂ O	%K ₂ O	%P ₂ O ₅	% P (al rojo)
5005	45,68	tzas.	30,78	3,29	tzas.	2,10	11,48	1,71	0,12	tzas.	5,63
5011	53,49	tzas.	28,62	0,83	tzas.	tzas.	12,01	1,48	0,70	tzas.	3,26

Tomado de MÚJICA (1967)

4.3.1.4. Unidad ígnea subalcalina hipoabisal (de afinidad Arco de Islas)

Al sur de Carúpano (Fig. 4.42), en contacto discordante con rocas pertenecientes al Esquistu de Tunapui, existe la presencia de intrusivos que de acuerdo a análisis K/Ar, determinada por SIFONTES & SANTAMARÍA (1974) tienen una edad aproximada de $5 \pm 0,5$ Ma, el magmatismo de esta zona ha sido tradicionalmente correlacionado con el arco volcánico de las Antillas Menores.

Estos cuerpos son denominados Riolita Porfídica de Carúpano (Tabla 4.17; Apéndice II.4), de acuerdo con McMAHON (2001) y ALVARADO (2005). Petrográficamente estos cuerpos intrusivos presentan una típica textura porfírica, en la cual la matriz constituye entre 65% y 90 % de la muestra. Los fenocristales están constituidos por cuarzo, ortosa y biotita (CRISAFI 1991), estos mismos minerales se observan en la matriz afanítica (Figura 4.43). Suele presentarse evidencias petrográficas de alteración hidrotermal de origen deutérico (CRISAFI 1991: 60), siendo los principales productos de alteración sericita, clorita y calcita (Figura 4.42.B) Los datos petroquímicos característicos (Tabla 4.18), indican un origen asociado a asimilación de material cortical ante el ascenso magmas con afinidad arco de islas.

Tabla 4.14.1. Características generales de las Metaígneas de El Copey

Descripción litológica	Extensión geográfica y Espesor	Contactos	Edad	Correlación y Petrogénesis
<p>Esta unidad incluye metalavas básicas, comúnmente tectonitas (penetrativamente lineadas y finamente foliada), aunque localmente pueden observarse estructuras almohadilladas; de color verde pistacho y meteorización pardo-rojiza.</p> <p>Se presentan también un conjunto de rocas ígneas-plutónicas que está formado por metaperidotita generalmente serpentinizada, metagabros y metadiorita, que afloran en forma discontinua entre la región de Carúpano y el cabo Tres Puntas al este. La sección tipo es definida por ZAMBRANO (1967) y SEIJAS (1972), quienes señalan la ocurrencia de secciones de rocas metavolcánicas en la carretera Carúpano-Playa El Copey, incluidas dentro de la serie vulcano-sedimentaria inferior de CAMPOS (1981), quien señala que algunos metabasaltos presentan estructura de almohadillas y se presentan asociadas con algunos niveles silíceos y más frecuentemente con horizontes carbonáticos.</p> <p>En el área de cabo Tres Puntas los tesisas MÉNDEZ & OCHOA (1965) y MUJICA (1967) definen la ocurrencia de una piroxenita hornbléndica, análisis químicos efectuados por MUÑOZ (1967), revelan que la roca se halla formada esencialmente por anfíbol tremolita-actinolítica producto de la alteración de una piroxenita, de la familia de las peridotitas. Se incluye también dentro de esta unidad una melange ofiolítica compuesta por esquisto grafito, esquisto glaucofánico, metagabro y serpentinita que aflora en la franja central de cabo Tres Puntas. En la sección del morro La Esmeralda (poco más al oeste del área de estudio) se detectó también la presencia de epidoto y glaucofano, asociado a metagabro (CAMPOS 1981).</p>	<p>Los afloramientos de la Unidad se restringen a la zona costera del norte en forma discontinua y atraviesan toda la región en sentido este-oeste, desde la Ensenada Las Pavitas al este hasta La Esmeralda al oeste. En el área costera aledaña a San Juan de Unare son bien conocidos los afloramientos de peridotita y serpentinita atribuibles a esta unidad. (ALVARADO 2005 y referencias internas) señalan buenas secciones en la carretera Carúpano-Playa El Copey ZAMBRANO (1967) y SEIJAS (1972) mencionan buenas secciones en la carretera Carúpano-Playa El Copey.</p> <p>Se estima un espesor mínimo de 350 m en la región de Punta Taquién.</p>	<p>VIGNALI (1976), BLADIER (1977), y SPEED & SMITH-HOROWITZ (1998), entre otros, coinciden en que el contacto es de origen tectónico, a través de una falla de buzamiento variable al norte, que yuxtapone diferentes niveles de litosfera oceánica por fallamiento frágil somero. Esta falla define el límite con el Esquisto de Carúpano al sur</p>	<p>Campos (1981) señala que la Edad es Cretácica. Pos sus características respecto a las rocas definidas en el Terreno Tobago (SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998), la unidad tiene un rango de edad que puede variar entre el Cretácico Medio y el Paleógeno.</p>	<p>CHRISTENSEN (1961) empleó el nombre de Formación Tacagua para esta litología, que correlaciona directamente con rocas de origen similar en la parte superior del “Grupo Caracas”. MCMAHON (2001) determina, a través de análisis químicos de elementos mayoritarios, que el protolito de las metalavas que afloran en la Esmeralda es un basalto tholeítico, subalcalino. La unidad se correlaciona con rocas agrupadas en las Metavolcánicas de Bocas (SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998). Posiblemente exista correlación con la unidad Sans Soucy, definida en Trinidad.</p> <p>Según CAMPOS (1981) el complejo ígneo plutónico y la unidad vulcano-sedimentaria podrían representar una serie ofiolítica o el remanente de un arco de islas Mesozoico. ALVARADO (2005) menciona similitudes con litologías de la Napa Costera en la isla de Margarita.</p>

Petrografía en Apéndice V (AV.3.1)

Tabla 4.14.2. Características generales de las subunidades de El Copey.

Subunidad	Descripción litológica	Extensión geográfica y Espesor	Contactos	Edad	Correlación y Petrogénesis
Serpentinita	En esta subunidad se han encontrado rocas esquistosas con la siguiente composición los minerales identificados son: (a) antigorita, que se presenta en agregados fibrosos y se origina por alteración de la enstatita y del olivino; (b) bastita, en la cual se observan algunas propiedades originales del ortopiroxeno (enstatita) del cual se originó; además algunas veces presentan vetas de (c) crisotilo y (d) esquistos talcosos, mineral que corresponde a la variedad más hidratada del grupo.	Aflora en forma discontinua entre la región de Carúpano y la ensenada Las Pavitas, al este de Cabo Tres Puntas	La sub-unidad se encuentra en contacto de falla, sin embargo se ha encontrado que con respecto a la foliación guarda una relación comúnmente concordante con esquistos cuarzo-grafíticos	Cretácico-Medio (?)	Las sub-unidades de El Copey correlacionan con rocas presentes en la isla de Tobago y en Margarita, si como con el Esquisto de Tacagua en la Asociación Ígnea Metamórfica Avila.
Piroxenita hornbléndica	La roca se halla formada esencialmente por anfíbol tremolita-actinolita producto de la alteración de una piroxenita, de la familia de las peridotitas, existe la presencia de plagioclasas alteradas, la textura es alotriomorfa en mosaico de granos inequigranulares de anfíbol y piroxeno (diópsido). Ocurre calcita en macla polisintética, lo que evidencia alteración hidrotermal de las plagioclasas cálcicas; como accesorios se reporta e identifica piritita.	Se ha identificado sólo en el Cabo Tres Puntas, al este de San Juan de Unare (7648 II - NE)	El contacto es de falla sobre esquistos grafíticos.	Cretácico Medio (?)	
Metagabro	Presenta textura subofítica remanente con matriz afanítica formada por albita, epidoto, ambos saussuritizados. La Saussurita es una mezcla de grano muy fino de epidoto y albita. Además de la hornblenda, la saussurita y la albita, se presentan también como minerales constituyentes esenciales actinolita y clorita.	Aflora en Punta Muro, al este de San Juan de La Galdonas (Hoja 7648 III - SE)	El contacto es de falla sobre el esquistos de Carúpano		
Melange Tectónico	Es una meta-secuencia caótica que incluye metalavas básicas, con desarrollo de estructuras volcánicas características, como almohadillas y amígdalas, en mayor proporción se encuentra matatoba y esquistos cuarzo clorítico-epidótico, localmente actinolíticos, la presencia de vetas de calcita paralelas a la foliación es frecuente, el esquistos grafíticos y la serpentinita son los litotipos predominantes. Al oeste de la San Juan de Unare, ha sido identificado Esquistos glaucofánico-epidótico, esta roca microscópicamente presenta cristales alotriomorfos de glaucofano orientado, generalmente asociado a epidoto.	Parte central de Cabo Tres Puntas (7648 II - NE)	Los contactos son de falla.	Cretácico Medio – Paleógeno (?)	

Tabla 4.15. Características generales de las Metavolcánicas de Bocas

Descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Edad	Correlación y Petrogénesis
<p>Consiste de metabasaltos que han sufrido un metamorfismo de bajo grado indicado por la recristalización de las plagioclasas a cristales de albita que aún muestran vestigios de los cristales originales. No se encontraron indicios de minerales máficos; si ellos estuvieron presentes, fueron completamente alterados y recristalizados. La matriz esta completamente recristalizada, aunque es posible identificar en la misma, indicios de una textura intersecetal y la estructura de flujo hialopilitica es todavía reconocible por el arreglo y proporción de los fenocristales de plagioclasa recristalizada</p> <p>La asociación de la secuencia metamórfica está caracterizada por albita, clinozoicita, epidoto, clorita, actinolita y algo de lawsonita, prehnita y pumpellita. No se encontró glaucofano. Las condiciones metamórficas son de alta relación P/ T, posiblemente entre la facies de la pumpellita/ prehnita y la parte baja del esquisto verde, según informe inédito de TALUKDAR (1983)</p>	<p>Extensión geográfica indefinida. El holoestratotipo de esta unidad es reportado sólo en el pozo exploratorio Bocas-1, situado costa-afuera al norte de la parte oriental de la península de Paria.</p> <p>El espesor no está determinado. Se penetraron 620 m.</p>	<p>La unidad infrayace en contacto discordante al Complejo Mejillones; el contacto inferior no fue alcanzado por la perforación</p>	<p>Posiblemente Cretácico Temprano debido a Medio por su posición estratigráfica infrayacente al Complejo Mejillones, donde existen palinomorfos de edad que se encuentra en el rango Barremiense a Santoniense.</p>	<p>El metabasalto tienen afinidad oceánica MORB (S. TALUKDAR en PEREIRA 1985). La unidad presenta una composición similar a los que afloran en la faja costera, al norte de las penínsulas Araya y Paria, y que se incluyen en este dentro de la unidad Metaígneas de El Copey</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.3.2)

Tabla 4.16. Características generales del Complejo Mejillones

Descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Edad	Correlación y Petrogénesis
<p>La secuencia litológica está formada por sedimentos lutíticos, carbonáticos y arenáceos además de clásticos de diversa granulometría de origen ígneo, todos interestratificados con mantos de lavas. También se encuentra caliza masiva de color gris, en parte meteorizada, fosilífera, arenisca generalmente carbonática, chert marrón y lutita de color crema y otras más silíceas y arcillosas de color oscuro que representan un ambiente euxínico.</p> <p>Los fragmentos de rocas ígneas están representados por basalto porfíritico, masivo, con fenocristales de plagioclasa y piroxéno. La matriz es bastante fina. No hay efectos de metamorfismo regional y la alteración secundaria se debe a procesos hidrotermales submarinos. También están presentes brechas volcánicas, diabasas de grano fino, tufas, lapilli y ceniza volcánica.</p>	<p>La unidad ocurre en el subsuelo y es alcanzada por los pozos exploratorios Patao-1, Patao-3, Dragón-1, Dragón-2, Mejillones-1, Mejillones Sur-1, Bocas-1 y Río Caribe-1. El holoestratotipo de esta unidad está ubicado en el pozo Mejillones-1, situado costa-afuera al norte de la península de Paria</p>	<p>En el pozo Bocas-1 el contacto inferior es discordante sobre las Metavolcánicas de Bocas</p>	<p>Correlaciona Formación Naparima Hill y la parte superior de la Formación Gautier de la isla de Trinidad</p>	<p>La ocurrencia de radiolaritas es indicativo de un ambiente batial, la alternancia sedimentos clásticos mal escogidos puede representar depósitos derivados de abanicos submarinos, los sedimentos anteriores se presentan interestratificados con basalto y/o depósitos vulcanoclásticos. En las cuencas antearco es común este tipo de depósitos (MIALL 1984: 393)</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.3.3)

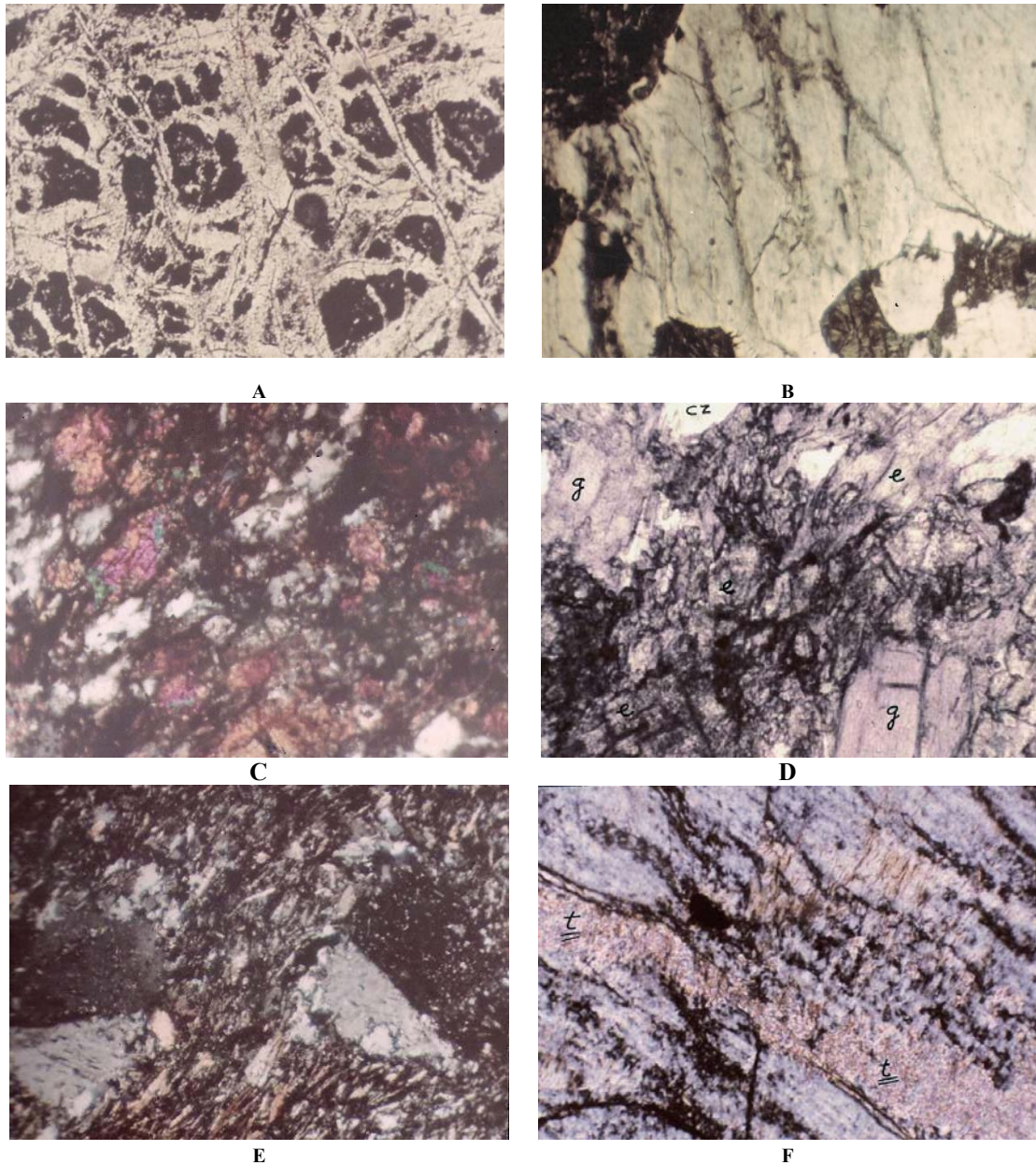


Figura 4.41. Fotomicrografías de rocas de El Copey (A) MÚJICA (1967) & NARVAEZ (1967) (sp. 5041: Ensenada La Pavita).- Serpentinita. Obsérvese reliquia de olivino. El protolito de estas rocas pudo haber sido una Harzburgita. NP/100X **(B)** MÚJICA (1967) & NARVAEZ (1967) (sp. 5042: Ensenada La Pavita).- Serpentinita. Reemplazo de enstatita por bastita. NP/100X. La enstatita se presenta en cristales residuales alterados. Tiene alto relieve, extinción paralela y figura biaxial **(C)** MÚJICA (1967) & NARVAEZ (1967) (sp. 5011: Cercanías de San Juan de Unare).- Esquisto epidótico-glaucofánico. Cristales alotriomorfos de epidoto rodeados de cristales de glaucofano y cuarzo. NX/ 100X. La muestra presenta además bandas de composición mineralógica compleja, constituida esencialmente por cuarzo, epidota y clorita. **(D)** ITURRALDE (1965) (sp. 3122: Zona I).- Esquisto glaucofánico-epidótico. Se observa pleocroísmo azul-violeta en los cristales de glaucofano; epidoto en agregados cristalinos. e = epidoto; g = glaucofano; cz = cuarzo. NP/ 10X. **(E)**, MÚJICA (1967) & NARVAEZ (1967) (sp. 5005: Cabo Tres Puntas).- Esquisto anfíbolítico. Cristales de plagioclasa maclados, rodeados de cristales de prismáticos de anfíbol y cuarzo. NX/ 10 **(F)** ITURRALDE (1965) (sp. 3136b: Cabo Tres Puntas).- Esquisto talcoso. Roca ígnea ultrabásica metamorfizada. Obsérvese la orientación de los minerales constituyentes. t= talco. NX/10X.

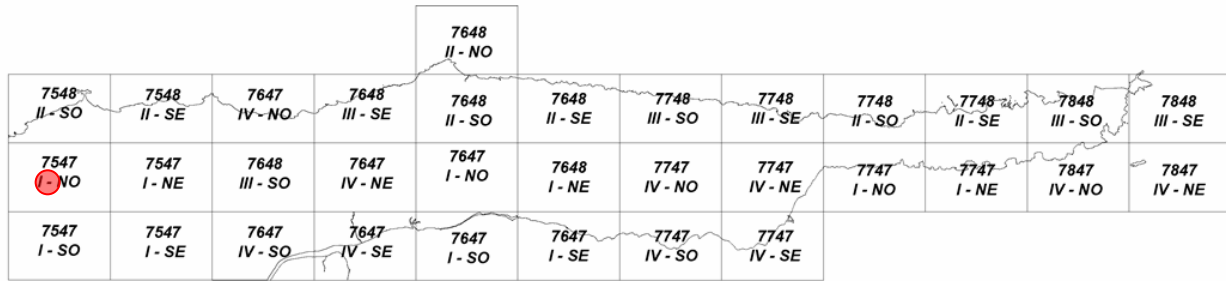
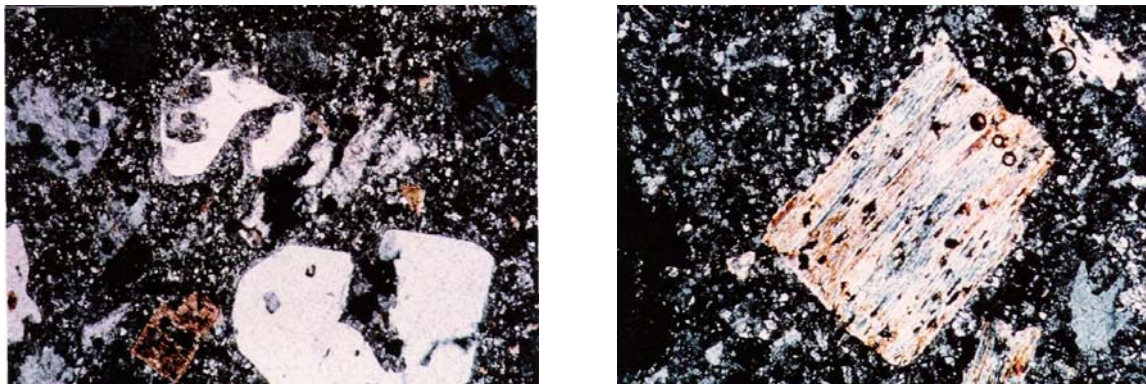


Figura 4.42. Zona aproximada de afloramientos de la Riolita Porfídica de Carúpano en el sector occidental de Paria

Tabla 4.18 Elementos mayoritarios y minoritarios de una muestra representativa de la Riolita Porfídica de Carúpano.

Elementos mayoritarios (%)											Elementos traza (ppm)			
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO	% Perdida al rojo	Nb	Zr	Rb	Y
73,05	0,20	12,82	0,65	0,48	0,33	2,83	4,15	0,04	0,86	2,08	50	170	440	50

Muestra SU-22R-88. Datos obtenidos por CRISAFI (1991).



A

B

Figura 4.43. Micrografías de la Riolita de Carúpano. (A) CRISAFI (1991) (SU-22R-88).- Fotomicrografía en la que se muestra la típica textura porfírica de rocas ígneas hipoabisales de Carúpano. Contiene: cuarzo 10%; ortosa 8%; plagioclasas 12%; biotita 3 %, matriz hasta 67%. NX/ 35X (B) CRISAFI (1991) (SU-6D-88).- Fotomicrografía en la que se muestra un cristal de biotita parcialmente alterado a clorita. Permite apreciar también la matriz microgranofírica. 35X

Tabla 4.17. Características generales de la Riolita Porfídica de Carúpano

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica	Contactos	Edad	Correlación y Petrogénesis
<p>La localidad tipo fue definida por MAXWELL & DENGÓ (1950) en el río Rivilla al suroeste de Carúpano los afloramientos se distribuyen al sur de Carúpano entre las localidades de Cusma y El Rincón. Petrográficamente muestran, de acuerdo a CRISAFI (1991) una textura porfirítica típica, en la cual la matriz, generalmente microgranofírica y compuesta por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas mayoritariamente, llega a constituir entre el 65% y 90%. Los fenocristales están conformados principalmente por cuarzo, ortosa y biotita. Se menciona que los cuerpos hipoabisales presentan evidencias de alteración hidrotermal, siendo los productos de tal proceso clorita, sericita y calcita, a partir de biotita y feldespatos.</p>	<p>Los cuerpos se encuentran distribuidos al suroeste de Carúpano. Su número disminuye hacia el este y noreste. Al OSO de El Rincón afloran en forma de mantos, diques y apófisis, como pequeños cuerpos, no mayores de 200 m de diámetro.</p>	<p>Todos los cuerpos intrusionan de manera generalmente discordante a rocas del Esquisto de Tunapui, indicando que el magmatismo es post-metamórfico y post-orogénico.</p>	<p>La edad por K/Ar es de $5 \pm 0,5$ Ma (Plioceno Temprano). Por el método de huellas de fisión se ha determinado una edad de 6,7 Ma (Mioceno Tardío).</p>	<p>VIERBUCHEN (1983) y URBANI (1985) proponen la existencia de un plutón granítico a escasa profundidad bajo las apófisis, basándose en datos gravimétricos e información geotérmica respectivamente</p> <p>El magmatismo de esta zona ha sido correlacionado con el arco volcánico de las Antillas Menores</p> <p>(SCHUBERT & SIFONTES 1983, MCMAHON 2001). No se encuentran metamorfizadas.</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.4). Petrografía en Apéndice V (AV.4.1)

4.3.2. Unidades Litológicas

La variación evolutiva de las cuencas Cenozoicas de Paria es producto del régimen compresivo oblicuo Cenozoico que genera una compleja evolución de las cuencas desarrolladas en el margen continental de Suramérica. La clave para su comprensión radica en el estudio de la edad y tipo de sedimentación, dentro de un contexto que considere la amplia gama de datos geológicos disponibles. En el caso de las unidades Cenozoicas, el marco tectónico depositacional varía diacrónicamente de oeste a este, pasando de cuencas antepaís periféricas post-Paleocenas (HIGGS & PINDELL 2001) a cuencas sucesoras post-acrecionales hacia el Pleistoceno, mientras las primeras iban siendo acretadas, se desarrolla local y diacrónicamente espacio de acomodación en un margen Neógeno activo, las secuencias depositadas se ven afectadas por deformación rumbo-deslizante transpresiva alternante con condiciones transtensivas (CAMPOS 1981, YSACCIS 1997).

4.3.2.1. Unidades litológicas Cretácicas (depositadas en el margen pasivo)

Al SE de El Pilar, aflora parte de la secuencia sedimentaria del margen pasivo Cretácico, las unidades en cuestión fueron depositadas entre el Barremiense y el Cenomaniense bajo un control tectono-eustático responsable de un aumento lento pero sostenido del nivel relativo del mar, lo cual determina el desarrollo de facies carbonáticas en una geometría fundamentalmente agradacional bajo ambientes sedimentarios marino-someros, que debido a pulsaciones climáticas tuvieron eventuales aportes siliciclásticos, estos hacia la parte distal de la cuenca quedan subordinadas en la forma de lutita y arenisca de grano fino interestratificados en los espesores de carbonatos y hacia la parte próximal las secuencias siliciclásticas dominan sobre las carbonáticas.

La secuencia representada en el oriente de Venezuela por las formaciones **Barranquín** y **El Cantil (Grupo Sucre)**, finaliza con un evento de ahogamiento que favorece el desarrollo de grandes espesores de lutita, rica en materia orgánica, coevales a las que ocurren en la plataforma del Lago de Maracaibo, lo que favorece el desarrollo de las prolíficas rocas madres Cretácicas del oriente de Venezuela, tales como la formación Querecual, a la cual se encuentra ligada la formación **San Antonio**. En la tabla 4.19 se muestra las unidades que depositadas en el margen pasivo Mesozoico, estas afloran en una pequeña área del sector occidental de la región en estudio. Se muestra también la simbología utilizada para representar estas unidades en los mapas geológicos anexos (Anexo I: Hoja 7547 I-SO).

En el margen pasivo Mesozoico se generaron depósitos de plataforma mixta carbonato-siliciclástica, parte de las secuencias constituyentes de esta plataforma fueron afectadas a partir del Eoceno - Oligoceno (ERLICH & BARRET 1990) por deformación intracutánea (thin skinned), resultante de la evolución antepaís del margen, estas secuencias pasan a conformar arquitectónicamente la serranía del Interior Oriental, accidente geomorfológico importante que representa el cinturón de plegamiento y deformación de la Cuenca Oriental de Venezuela, aledaño al área de estudio. A nivel cortical superior, el limite norte de esta provincia, aparece desplazado tectónicamente por un retrocorrimiento con vergencia sur, por lo cual aflora al suroeste de El Pilar en contacto de falla sobre la Cordillera de la Costa (Araya-Paria), este contacto fue notado y cartografiado por GIRAL (1976) y VARELA (1994), y aparece bien representado en la figura 4.7. De tal manera los grandes espesores de rocas carbonáticas funcionan ante la compresión oblicua como rampas, y los espesores de la lutita interstratificada como despegues, generando así un acortamiento calculado entre 15 y 30 km para un punto situado cerca de la falla El Pilar (HUNG 1997).

Tabla. 4.19. Unidades litológicas Cretácicas (depositadas en el margen pasivo)

Domino Tectónico	Edad	Unidad	Simb.	Descripción/ Comentarios
Sistemas depositacionales de margen pasivo (Para-autóctono)	Cretácico Tardío (Turoniense)	San Antonio, Formación	Ksa	Lutita negra silícea interstratificada con arenisca sugiere condiciones de plataforma externa
	Cretácico Medio (Aptiense-Cenomaniense)	Grupo Sucre	El Cantil, Formación	Depósitos mixtos carbonáticos-silicilásticos de origen marino somero generados bajo ambientes lagunales. Son raras las barreras de rudistas en el margen de plataforma de El Cantil, aunque bloques arrecifales exóticos han sido descritos en Trinidad (ERLICH 1987). La sedimentación carbonática de la unidad finaliza con un evento de ahogamiento.
	Cretácico Medio (Barremiense-Aptiense)		Barranquín, Formación	Kb

4.3.2.2. Unidades litológicas del Paleoceno (?) -Mioceno depositado en cuencas de margen activo)

En la Tabla 4.20 se presentan los datos más resaltantes referentes a las unidades agrupadas bajo este conjunto. El **Complejo Lechozal** fue definido por MACSOTAY *et al.* (1985) para caracterizar un sistema de escamas tectónicas que afloran intercaladas caóticamente al sur de Carúpano, probablemente como consecuencia de fenómenos tectónicos compresivos asociados directamente al corrimiento de Chuparipal (Sección Casanay - El Pilar), estructura de jerarquía definida en la península de Araya, cuyas influencias estructurales se prolongan hasta el área de El Pilar en la forma de rampas asociadas al frente de cabalgamiento. La roca más joven del Complejo Lechozal se le atribuye una edad Paleoceno, lo que sugiere el límite máximo del rango de posible edad para la unidad (ALVARADO, 2005), cabe destacar que, aunque los bloques litológicos que conforman este Complejo sean principalmente cretácicos, es posible que los procesos sedimentarios que dieron lugar a la depositación del mismo hayan ocurrido hacia el Eoceno (ALVARADO 2005: 119), lo cual pudo ocurrir al pie del talud del depocentro de una cuenca antepaís periférica. MACSOTAY *et al.* (1985) sugieren para esta secuencia sobre la base de afloramientos de la secuencia volcada tipo flysch de Los Arroyos una de edad Mioceno Medio.

La **Formación Los Arroyos** corresponde a una secuencia flysch típica de ambientes tectodinámicos activos, incluye conglomerado caótico, lodolita, limolita, litarenita, arenisca gradada, lutita arenosa y caliza arenosa. La asociación litológica es interpretada como el producto de la depositación en una cuenca de mar abierto presuntamente ortogonal (MACSOTAY 1985) donde se recibían depósitos terrígenos polimícticos con escogimento y ritmicidad propia de flujos gravitacionales asociados a condiciones de inestabilidad tectónica.

La Figura 4.44 muestra el área de afloramientos de esta formación reportados en el sector occidental (VARELA 1994)

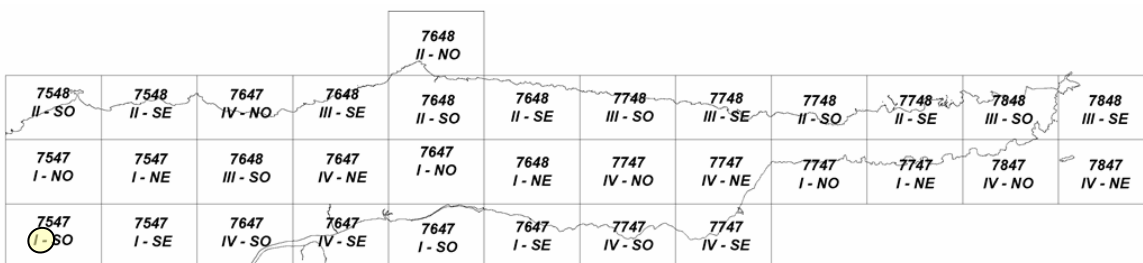


Figura 4.44. Zona aproximada de afloramientos de la Formación Los Arroyos en el sector occidental de Paria. Se muestra la cuadrícula 1:25.000 y las hojas correspondientes del Anexo I.

Tabla 4.20. Unidades del Paleógeno-Neogeno aflorantes en el área de estudio

Domino tectónico	Edad	Unidad	Simb.	Descripción/ Comentarios
Sistemas depositacional de cuencas periféricas desarrolladas en el margen activo (Para-autóctono)	Paleoceno - Mioceno	Lechozal, Complejo	Ktpl	Dentro del Complejo se incluyen las siguientes litologías: (1) Paquetes de ftanita negra que contiene abundantes radiolarios y foraminíferos pelágicos de edad Maastrichtiense-Paleoceno; (2) Paquetes de cuarcita de grano grueso, blanca y fuertemente cizallada atribuidos a la Formación Barranquín; (3) Paquetes de mármol fosilífero y meta-microconglomerado ferruginoso de las Metasedimentarias de Güinimita y (4) Paquetes de metadolomía y mármol, y yeso intensamente fracturados atribuibles a la meta-secuencia Macuro-Tunapui.
	Mioceno	Los Arroyos, Formación	Tmla	Se trata de una secuencia flysch que comienza con un conglomerado de fragmentos de roca metamórfica y matriz arenosa-calcáreo, sus clastos presentan imbricación con gradaciones sucesivas y son polimícticos: mármol, caliza fosilífera, esquisto y cuarzo de filón. La secuencia grada a limolitas laminadas, con intercalaciones de litoarenitas y subgrauvacas de grano fino. La parte superior de la secuencia es una alternancia monótona de psammitas y pelitas, las cuales se encuentran interrumpidas por flujos caóticos de litología mixta tipo desplome, lo que sugiere sismicidad contemporánea activa en el área de la sedimentación.

Estas unidades reflejan depositación en un régimen acrecional post-Paleoceno. Detalles en el Apéndice II.

La fauna analizada en la sección pelítica de la secuencia, que consiste en foraminíferos, gasterópodos y moluscos revela que la depositación ocurrió hacia el Mioceno Medio, su contacto con la metasecuencia de Tunapui es discordante, con una angularidad sub-vertical. Los afloramientos de la Formación Los Arroyos ocurren como una franja discontinua desde la fila Tunapuicito hasta las cabeceras de la quebrada Santa Tecla, al oeste del área de estudio.

HIGGS & PINDELL (2001) consideran que durante el Paleógeno la corteza oceánica de Proto-Caribe subducía de manera amagmática (lentamente) por debajo del norte del margen pasivo Cretácico de Suramérica. La subducción da lugar al levantamiento E-W del margen (serranía Araya-Paria, serranía), levantamiento que ocurre al norte de un surco que permitía la circulación marina desde Cojedes hasta Trinidad (*cf* RENZ 1960), el cual estaba siendo rellenado con depósitos turbidíticos y olistostromos Cretácicos. Probablemente las unidades Cenozoicas en

cuestión, correspondan a depósitos de la base de un surco o depocentro antepaís (feredeep) diacrónicamente migrante, que recibiera durante su depositación Miocena hemipelágicos exóticos desde el sur y olistolitos metamórficos desde el norte, quedando estos interestratificados (embebidos) a estratos siliclásticos, principalmente conglomeráticos en el Complejo Lechozal, correspondiendo los depósitos de Los Arroyos la parte distal de dicha cuenca.

4.3.2.3. Unidades litológicas Cuaternarias (depositadas en cuencas sucesoras post-acrecionales)

Este trabajo se enfoca principalmente en la compilación de los datos recavados en las unidades ígneo-metamórficas de la península de Paria y parte de la zona central del estado Sucre, hacia Carúpano. Es por ello que se describen con poco detalle las unidades sedimentarias, pues son pocos los trabajos desarrollados en estas y es deficiente la cartografía actualmente existente. Se menciona en este sector la existencia de la Formación Mesa, en mapas de Creole Petroleum Corp; MACSOTAY (1968) menciona además la presencia de afloramientos de la Formación Río Salado, sin hacer referencia posterior alguna a datos cartográficos concretos.

Tras la fase Cenozoica de ensamblaje de terrenos se desarrollan una serie de ajustes entre los límites rumbo-deslizantes de los terrenos acretados que da lugar al reacomodo de estos y la consecuente generación de depresiones topográficas que constituyen cuencas superimpuestas a unidades estructurales previas. MIALL (2000: 550), define estas cuencas como sucesoras, señala también que su depositación está típicamente controlada por condiciones de alta energía en ambientes fluviales, incluyendo abanicos aluviales. En la península de Paria la depositación Plio-Pleistocena responde en cierto modo a estos procesos, como se puede observar al evaluar las facies clásticas de las formaciones Río Salado y Güiría; sin embargo, como consecuencia de algunas condiciones de sedimentación local, se desarrollaron ambientes estuarinos de poca extensión hacia la parte oriental.

Por su ubicación marginal en Paria, estos depósitos están sujetos a los efectos de variaciones del nivel relativo del mar y el consecuente desplazamiento del nivel base marino-costero. Al sur de la Península el material acumulado en los medios depositacionales Pleistocenos representa el producto de la movilización de detritos de diversa índole desde la unidad topográficamente positiva que se ubica al NNO, dicho material, tiene un limitado potencial de preservación considerando que el área de estudio se encuentra tectónicamente activa, de manera que la

dinámica de los procesos depositacionales activos tiende a su removilización final hasta el depocentro septentrional de la Cuenca del golfo de Paria. Por otra parte hacia la costa norte, la preservación restringida de explayamientos que alcanzan una edad Pleistocena en el área de San Juan de Las Galdonas, entre otras zonas donde existen afloramientos sedimentarios discordantes al macizo ígneo-metamórfico tienen también un limitado potencial de preservación, pues se encuentran siendo retrabajados por la dinámica erosiva costera.

La tabla 4.21 contiene la información más resaltante de las unidades Cuaternarias existentes en el área de estudio. MACSOTAY (1968) introdujo el nombre de la **Formación Río Salado**, a un conglomerado grueso con estratificación irregular, a veces con estratificación cruzada, de color rojo ladrillo. Los clastos constitutivos del conglomerado presentan un tamaño muy variable, entre guijarros y peñones, cementados por arena rojiza ferruginosa, localmente arcillosa y generalmente micácea, los cantos son redondeados a subredondeados y raras veces subangulares, de cuarzo, esquisto, gneis y menos frecuentemente caliza. Localmente presenta intercalaciones de lentes alargados de arcilla arenosa compacta de color gris que meteoriza en castaño y rojo morado, con frecuencia moteado, siendo la gradación la estructura típica, las partes más finas de los conglomerados presentan estratificación cruzada. La unidad se extiende desde su localidad tipo hacia el oeste, en una franja de 1 a 5 km de ancho, por unos 70 km hasta los caseríos de Bohordal y Río Seco, al oeste de Yaguaraparo (MACSOTAY 1968). Sin embargo, es importante señalar, que como se mencionó anteriormente esta unidad no posee la cartografía detallada, por lo que como no cumple con todos los requerimientos para ser considerada como válida; es apropiado que sea considerarla como una unidad informal. Posiblemente la Formación Río Salado recubre discordantemente a las rocas metamórficas y a su vez es recubierta por la Formación Mesa. AUDEMARD (2006 *com pers.*) menciona que la unidad suprayace discordante sobre la Formación Güiria en sector oriental de Paria.

En la Llanura de Guaraunos, ha sido cartografiada la **Formación Guiria**, en cerros testigos al sur del cinturón de montañas, en los afloramientos es descrita una sección arcillosa y yesífera en la base a una sección más arenosa hacia el tope La Figura 4.45 muestra el área aproximada de afloramientos de esta formación, cuya edad de depositación es Pleistoceno Tardío. La Formación Guiria representa facies marinas someras y lagunares. MACSOTAY (1968) describió la unidad, incluyendo litología, relaciones estratigráficas y paleontología., en base al contenido faunal, indica que la Formación se depositó en un ambiente marino de aguas someras y salobre

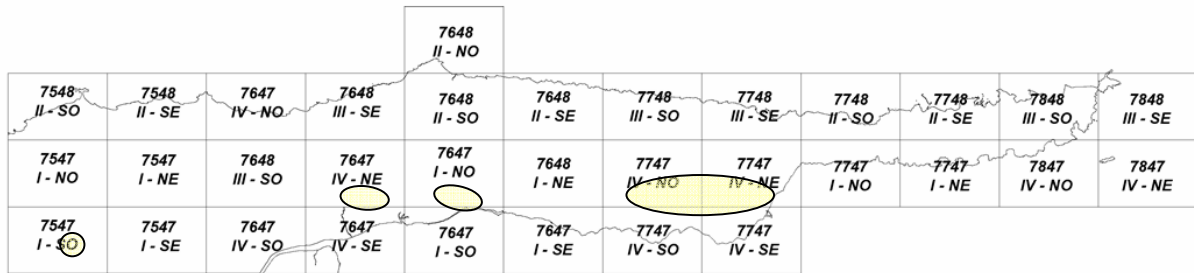


Figura 4.45. Zona aproximada de afloramientos de la Formación Güiria. Se muestra la cuadrícula 1:25.000 y las hojas correspondientes a los Anexos I y II.

La **Formación Mesa**, aflora sólo el sector oriental, al sur de la Península, en los alrededores de la localidad de Güiria, (Anexo II: 7747-IV-NO, 7747-IV-NE, 7747-IV-SE, 7747-IV-SO, 7647-I-NE y 7647-I-SE). (Fig. 4.46). Está compuesta por arena de grano grueso y grava, con cemento ferruginos, conglomerado rojo a casi negro, arena blanco-amarillenta, rojo y púrpura, con estratificación cruzada; y contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolita. JIMÉNEZ (1967) señala que Mesa está constituida por una mezcla de sedimentos, donde predomina el oxido de hierro, intercalado con arena, limo, grava, guijarro y peña, característica de un ambiente oxidante típico continental. La Formación presenta una gradación de sedimentos de norte a sur, de más gruesos a más finos a medida que se alejan de la cadena montañosas del norte, su expresión superficial son mesetas asiladas en la palmice aluvial, las relaciones estratigráficas de la unidad son posiblemente discordante sobre las rocas ígneo- metamórficas; mientras que es concordante lateral y verticalmente con las Formaciones Río Salado y Güiria respectivamente, así como también con los sedimentos aluvionales recientes.

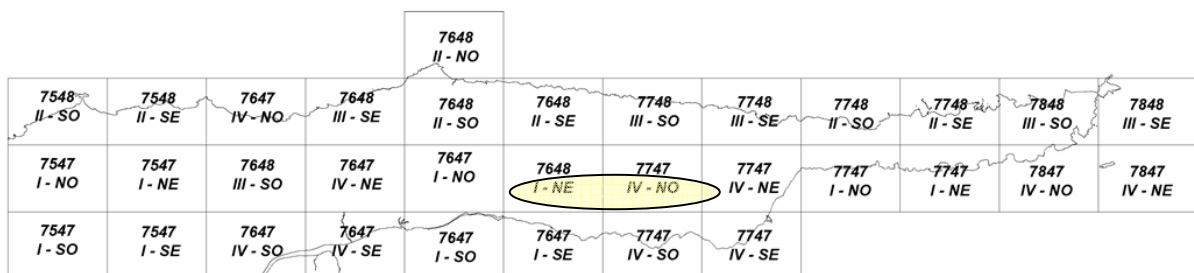


Figura 4.46. Mapa de ubicación geográfica de la Formación Mesa.

Tabla 4.21. Unidades Terciarias presentes en el área de estudio

Domino tectónico	Edad	Unidad	Simb.	Descripción/ Comentarios
Depósitos de cuencas sucesoras post-acrecionales (Autóctono)	Pleistoceno Tardío	Mesa, Formación	Tpsm	Consiste de arena de grano grueso y grava, con cemento ferruginoso cementada y muy dura; conglomerado rojo a casi negro, arena blanco-amarillenta, rojo y púrpura, con estratificación cruzada; además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolita. Los sedimentos de la Formación Mesa, gradan de norte a sur, de más gruesos a más finos al alejarse de las cadenas montañosas del norte. GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1980), indican una probable correlación lateral con las Formación Mesa.
	Pleistoceno Temprano - Medio	Río Salado, Formación	Tprs	Se compone de capas gruesas de conglomerado con estratificación irregular, a veces con estratificación cruzada. El tamaño que presenta el conglomerado es variable, entre guijarros y peñones, cementados por arena rojiza ferruginosa, localmente arcillosa y generalmente micácea, los cantos son redondeados a subredondeados y raras veces subangulares, de cuarzo, cuarcita, esquisto, gneis y menos frecuentemente mármol. Presenta buena correlación con la fauna fluvial, de edad Pleistoceno temprano-medio, de las Formaciones Talparo y Erin de Trinidad (Macsoy 1968)
	Pleistoceno Temprano	Guiria, Formación	Tpsg	Consiste en una sección arcillosa y yesífera que pasa hacia el tope a una sección más arenosa, intercalándose, con arenisca conglomerática y limolita arenosa en una sección arcillo-limosa de color pardo claro. El contacto inferior de la unidad no aflora, pero se presume discordante sobre las rocas metamórficas. La unidad infrayace a sedimentos continentales recientes. Para GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1980) la Formación Güiria, pasa lateralmente a la Formación Río Salado MACSOTAY (1976), indica que el contacto superior se presenta como una discordancia angular de bajo grado con la Formación Río Salado.

4.3.2.4. Medios sedimentarios Holocenos

En líneas generales los depósitos recientes de la península de Paria consisten en una serie de sedimentos del Cuaternario cuyo medio depositacional ha sido descrito en términos geomofológicos por DANIELO (1974). Los depósitos Cuaternarios suprayacen a las secuencias ígneo- metamórficas de la región con bajo buzamiento y poca deformación, ocurriendo su acumulación asociado a ambientes continentales de piedemonte, donde la depositación está

típicamente controlada por condiciones de alta energía en ambientes fluviales, incluyendo abanicos aluviales, y/ o en ambientes transicionales influenciados por procesos tectónico-eustáticos Holocenos, que han dado lugar al desarrollo de ambientes influenciados por la marea, cuya máxima extensión hacia el continente está dominada por el nivel relativo del mar y de la ubicación de la variante línea de costa.

En la Tabla 4.22 se presentan un esquema de las unidades definidas en base a criterios geomorfológicos y rangos de edad por este autor, la nomenclatura ha sido adaptada siguiendo el esquema utilizado por ALVARADO (2005), y utilizada en los mapas geológicos anexos (Anexos I y II). Detalles de la terminología utilizada son presentados en el Apéndice II (AII.1).

Las unidades que a continuación se describen han sido definidas en el estudio de ordenamiento territorial desarrollado por DANIELO (1974) quien cartografía el área de estudio los siguientes medios depositacionales:

1. Medios de acumulación litoral.
2. Medios de acumulación de valle.
3. Medios de acumulación de piedemonte.

• **Medios de acumulación de piedemonte:** consisten en rampas de explayamiento [Qpe_2 , Qpe_3] y explayamientos [Qe , Qpe_1]. Los primeros ocurren diseminados a lo largo del piedemonte meridional en la desembocadura de los ríos, su edad varía entre el Pleistoceno Medio los segundos son Recientes y sus características topográficas y texturales son esencialmente las mismas. Las rampas son grandes llanuras que descansan sobre un relieve montañoso con una pendiente que va moderándose lentamente de arriba hacia abajo, pasando de 8 a 1 ó 2%, cuando se trata de rampas grandes, y manteniéndose entre 8 y 5% para rampas cortas (VIERS 1974).

Los explayamientos son formas de escurrimiento superficial caracterizadas por el derrame del drenaje en numerosos surcos sin cauce definido. Se trata de formas convexas con pendiente multi-direccional que oscila entre 3 y 5%, pasando transicionalmente al relleno aluvial Holoceno (DANIELO 1974).

Tabla 4.22. Medios depositacionales recientes (Después de DANIELO 1974)

Edad	Unidad Geomorfológica	Nomenclatura	Sub-unidad
Holoceno – Cuaternario	Valle	Qcal	Valle coluvio- aluvial
		Qal	Valle aluvial
	Planicie litoral marina	Qhcf	Cordón o flecha
		Qha	Albuferas
		Qhh	Planicie cenegosa herbácea
		Qhar	Planicie cenegosa arbolada
		Qmm	Manglar mareal funcional (slikke)
		Qht	Cubeta de marea (turbera)
Pleistoceno Superior	Planicie de desbordamiento	Qet	Explayamiento Terminal
	Valle	Qpal	Valle aluvial
	Planicie litoral marina	Qpd	Dunas
	Piedemonte	Qpe3	Explayamiento
Pleistoceno Medio	Piedemonte	Qpe2	Explayamiento
		Qpcd	Cono de deyección
		Qpr2	Rampa de explayamiento
Pleistoceno Inferior	Piedemonte	Qpa	Abanico de explayamiento
	Planicie de desbordamiento	Qpet	Explayamiento Terminal
	Bajos de ablación	Qprd	Rampa de denudación
	Planicie de explayamiento	Qppp	Planicie piedemontina

Los factores condicionantes para la generación de aludes torrenciales en la fisiografía montañosa de Venezuela están dados. Estos fenómenos de inestabilidad de laderas de carácter instantáneo se desarrollan en regiones donde confluyan: a)- fuertes lluvias orográficas (con eventual magnificación por sismos) b)- relieves de gradientes elevados y c)- desarrollos importantes de suelos residuales (regolitos) y saprolitos favorecidos por la roca parental infrayacente (ígneas y/o metamórficas) con elevado grado de fracturación y fácilmente meteorizable en climas tropicales húmedos, sobre los que pueden desarrollarse una frondosa cobertura vegetal (AUDEMARD 2002). En efecto, los explayamientos en Paria meridional son producto de la estrecha relación entre el control morfoclimático y el morfoestructural, que se manifiesta a través de la geodinámica superficial.

Interviene la morfotectónica dado que se requiere la existencia de relieves que permitan deslizamientos de dimensiones considerables (Fig. 4.47, 4.48), pero además es fundamental la disminución de la resistencia al corte de los mantos sedimentarios superficiales, lo cual se produce por un incremento sostenido de la humedad y/o por aceleraciones sismogénicas. En tal

sentido, los mantos cataclásticos Cuaternarios definen una relación entre el ángulo de falla activo, que condiciona el límite de las unidades topográficas de Paria, y el desarrollo de eventos depositacionales catastróficos asociados a un clima húmedo Pleistoceno- Reciente.

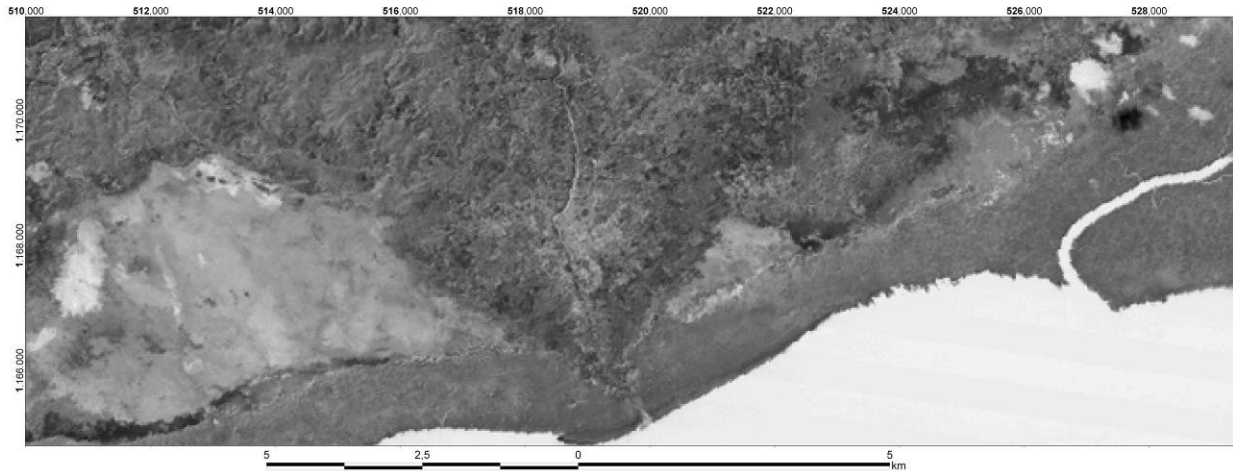


Figura 4.47 Explayamientos hacia la localidad de Yaguaraparo (véase Anexo I: Hoja 7647 IV-SE). En gris claro, al este del explayamiento, se observa una llanura de inundación mareal (Schorre). La imagen corresponde a la banda 4 (IR intermedio) de una imagen Landsat TM. Tomada y adaptada de: GLCF (2006).

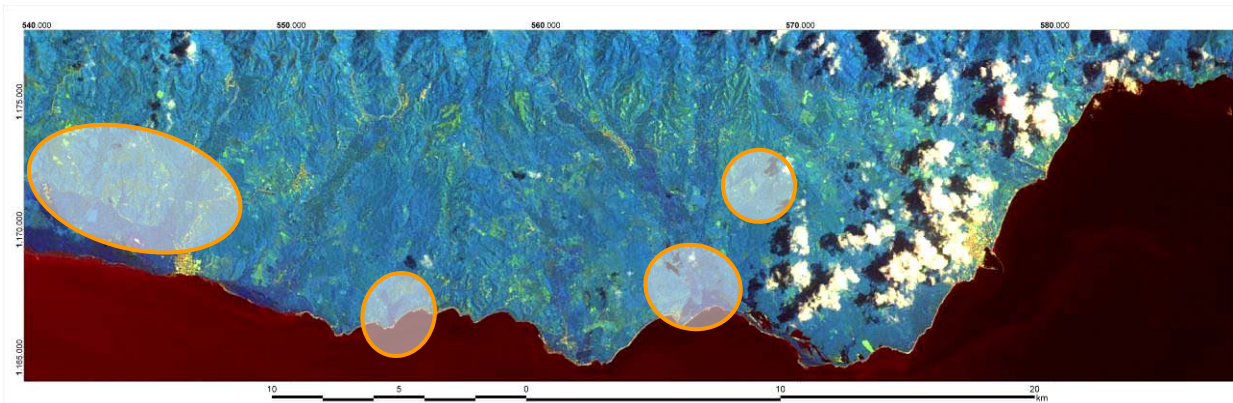


Figura 4.48 Explayamientos de escala diversa entre Irapa y Güiria. La imagen corresponde a una composición multiespectral de una imagen Landsat TM. Tomada y adaptada de: GLCF (2006).

- **Medios de acumulación de valle:** son medios depositacionales coluvio-aluviales y aluviales, que ocurren tanto al norte como al sur de la península, resultan de aportes sedimentarios longitudinales laterales, asociados a veces a pequeños conos de deyección de las quebradas afluentes de zonas deprimidas que ocurren de manera diagonal o transversal en la unidad de montañas (Figura 4.49). La alineación según un patrón subparalelo de muchos de dichos valles es

indicativa del control estructural sobre su morfogénesis, de manera que la erosión actúa diferencialmente sobre la roca en las discontinuidades corticales del borde libre.

En la localidad de El Mango, la existencia de valles aluviales aislados de poca extensión reflejan procesos erosivos combinados a una hidrólisis tropical húmeda que al interactuar sobre el cuerpo granítico allí aflorante, dieron lugar al desarrollo de estos valles alvéolos (Anexo II: Hoja 4474 – I – NE).

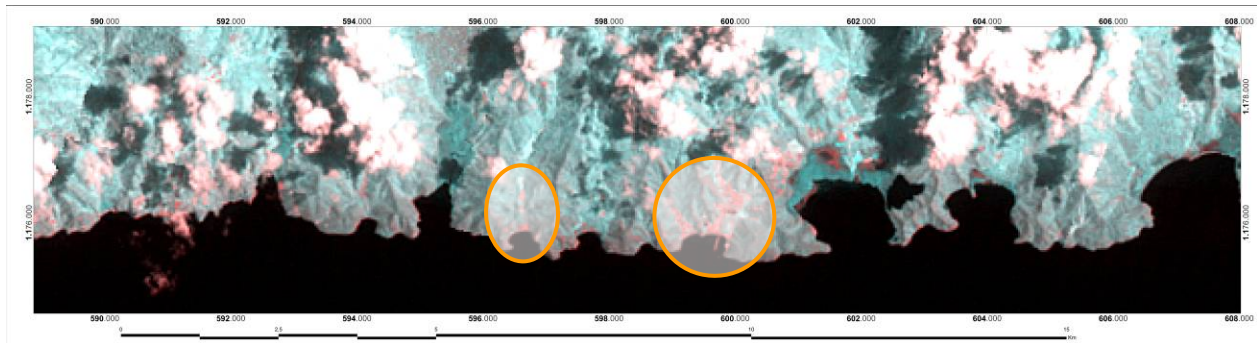


Figura 4.49 Composición multispectral en falsos colores Landsat TM, se muestra remarcada el desarrollo de valles coluvio-aluviales asociado a ensenadas estrechas dichos valles disectan parcialmente el cinturón metamórfico al este de Güiria. Tomada y adaptada de: GLCF (2006).

- **Medios de acumulación litoral:** corresponden a playas, cordones, albuferas y dunas. La albufera es una laguna litoral separada del mar por una barra arenosa o cordón litoral, en las cercanías de Puerto Santo, al este de Río Caribe una albufera Holocena se desarrolla en asociación a procesos sedimentarios costeros que permiten el desarrollo de una flecha litoral (Figura 4.50), hacia el sur de la Península, en el extremo centro – oeste, cercanos a la ciudad de Bohordal. también ocurre una albufera.

Los medios depositacionales de playeros en el área de estudio se caracterizan por la presencia de barras arenosas y crestas de playa de 0,5 a 2 m de altura, parcialmente o totalmente cubiertas por vegetación (cocoteros, y gramíneas). Asociadas a este medio depositacional costero, las playas antiguas representan una antigua línea de costa, su posición es paralela o subparalela a la línea de playa actual, su existencia se debe a caídas Holocenas del nivel relativo del mar.

Los cordones o flechas litorales son formaciones sedimentarias que se producen por pérdida de energía de las partículas transportadas por ríos y/o corrientes, el medio se desarrolla en la dirección del elemento que determina la pérdida de capacidad de transporte. En el caso de el

cordón de Puerto Santo, la corriente litoral genera una acumulación, asociada a la existencia del islote al norte.

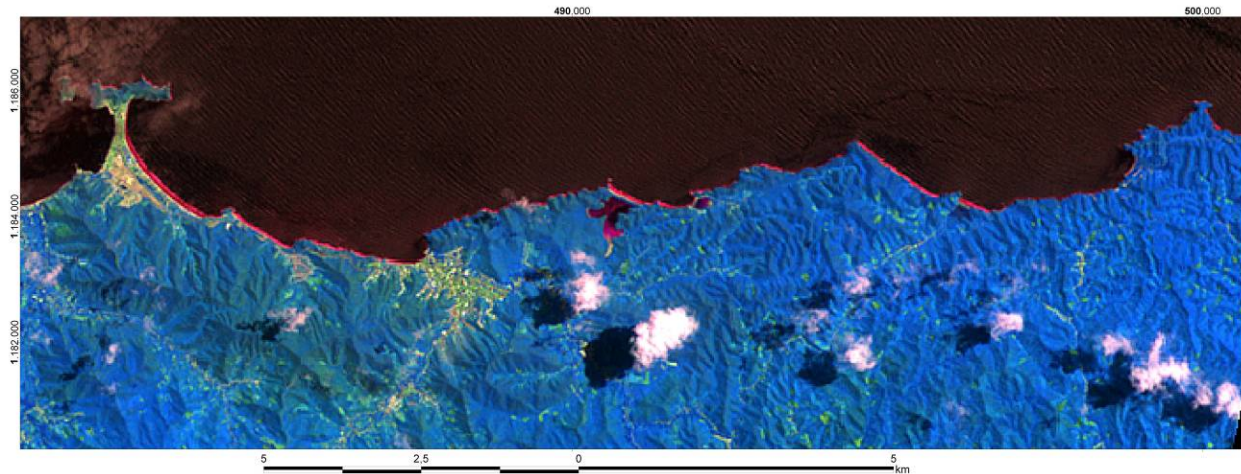


Figura 4.50 La imagen es una composición multispectral en falsos colores Landsat TM. Puede observarse al sur del morro de Puerto Santo un cordón o flecha, al sur de éste, una albufera (tonos amarillentos) define un ambiente depositacional hipersalino (véase Anexo I: Hoja 7548 II-SO). Poco más al este, el valle coluvio-aluvial (tonos verdes) donde se asienta la localidad de Río Caribe (Anexo I: Hoja 7548 II-SO). En la costa los tonos fucsia representan playas y cordones. Tomada y adaptada de: GLCF (2006).

En la llanura de Guaraunos, terrenos bajos sujetos a inundación, han permitido el desarrollo de depósitos estuarinos, de manera que medios depositacionales tales como cubetas de marea, planicies cenagosas (schorre) y un manglar mareal funcional (slicke). En estos medios la sedimentación fundamentalmente limosa se encuentra asociada a los flujos de los ríos y caños con flujo mandriforme que hacia el golfo de Paria transportan sedimentos continentales, y que en la influencia mareal y en el manglar que ha colonizado la costa encuentran una barrera que favorece la depositación (Figs. 4.51, 4.52).

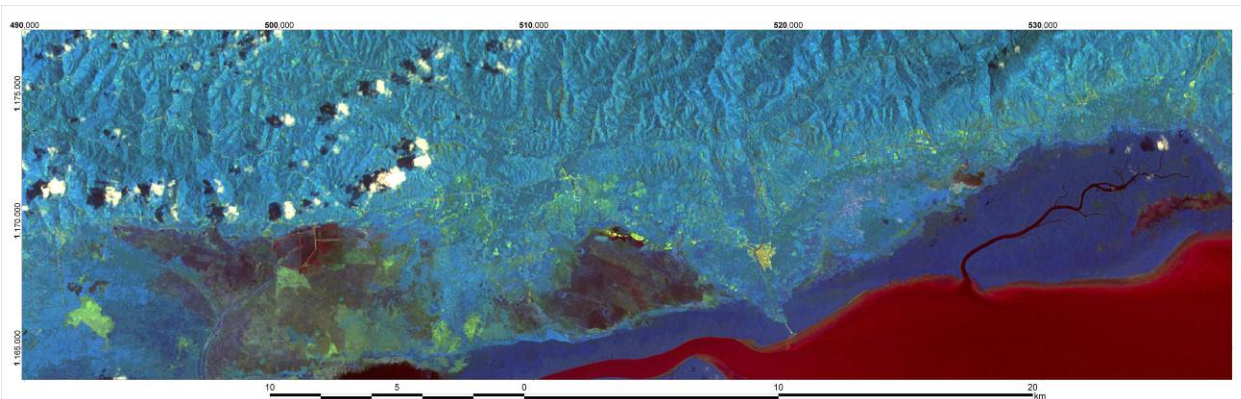


Figura 4.51 La imagen es una composición multispectral en falsos colores Landsat TM. Puede observarse, hacia la parte central, el explayamiento de la Figura 4.46. En azul intenso, la planicie de inundación, el desarrollo de manglar es común en esta área. Tomada y adaptada de: GLCF (2006).

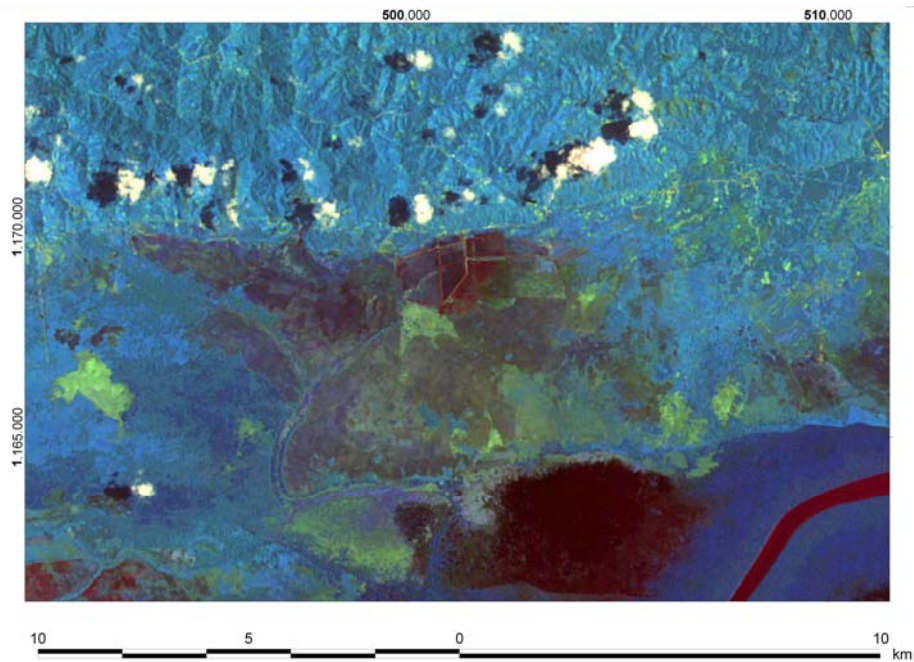


Figura 4.52 La imagen presenta una vista ampliada (Fig. 4.50) de un sector del área tectónicamente deprimida de Guaraunos donde se han desarrollado ambientes sedimentarios estuarinos. En azul intenso la planicie cenagosa con influencias maréales, las variaciones en la respuesta espectral tienen su origen en la existencia de una vegetación manglar o herbácea, en colores oscuros áreas inundadas (slicke). Tomada y adaptada de: GLCF (2006).

CAPÍTULO V

5. INTERPRETACIONES GENERALES

Este capítulo está dedicado a la interpretación de los datos locales de geología de superficie obtenidos por los tesisistas UCV en Paria a través de la integración de dichos datos con: (1) los datos regionales definidos en trabajos previos y discutidos en el capítulo antecedente, y (2) los datos obtenidos a través de los productos digitales (Anexo III) desarrollados como parte de los objetivos de este Trabajo Especial de Grado. La integración es realizada con base en las Hojas Geológicas a escala 1:25.000 anexas (Anexos I y II).

El área de estudio se divide en dos sectores: el sector occidental y el sector oriental, cuyas características geomorfológicas, discutidas en el Capítulo II, permiten definir la existencia de unidades topográficas con un marcado límite lineal entre sí y orientadas en dirección este-oeste según la dirección principal de desplazamiento de los sistemas de falla El Pilar y Coche North-Coast. Estas unidades conforman dos provincias morfoestructurales de características similares, propias de una historia deformacional común, que sin embargo presentan estilos estructurales individualizados y limitados en el valle del río Grande a través de una falla cuya cinemática transtensional probablemente post-Miocena, pudiera estar asociada a la activación de la falla Los Bajos. El paroxismo denudacional, coeval a la geodinámica transtensional Plio-Pleistocena (ALGAR 1993), secciona el cinturón metamórfico de Paria y define el límite entre las provincias morfoestructurales (Figura 5.1). Para cada sector definido, se presentan a continuación los aspectos estructurales y las interpretaciones relativas a estos.

5.1 INTERPRETACIONES ESTRUCTURALES

5.1.1 Sector occidental

La topografía en el sector occidental del área de estudio está condicionada por un patrón de altos y bajos estructurales cuyas formas y direcciones se presentan orientadas según las variaciones de los lineamientos existentes. El valle del río Grande es un lineamiento estructural

que delimita dos bloques, afectados ambos por regímenes de deformación rumbo-deslizante transpresivos y localmente transtensivos. Variaciones en la intensidad y estilo de deformación de estos bloques se manifiestan a través de la evaluación de las diferencias topográficas existentes entre ambos sectores (Figura 5.1).

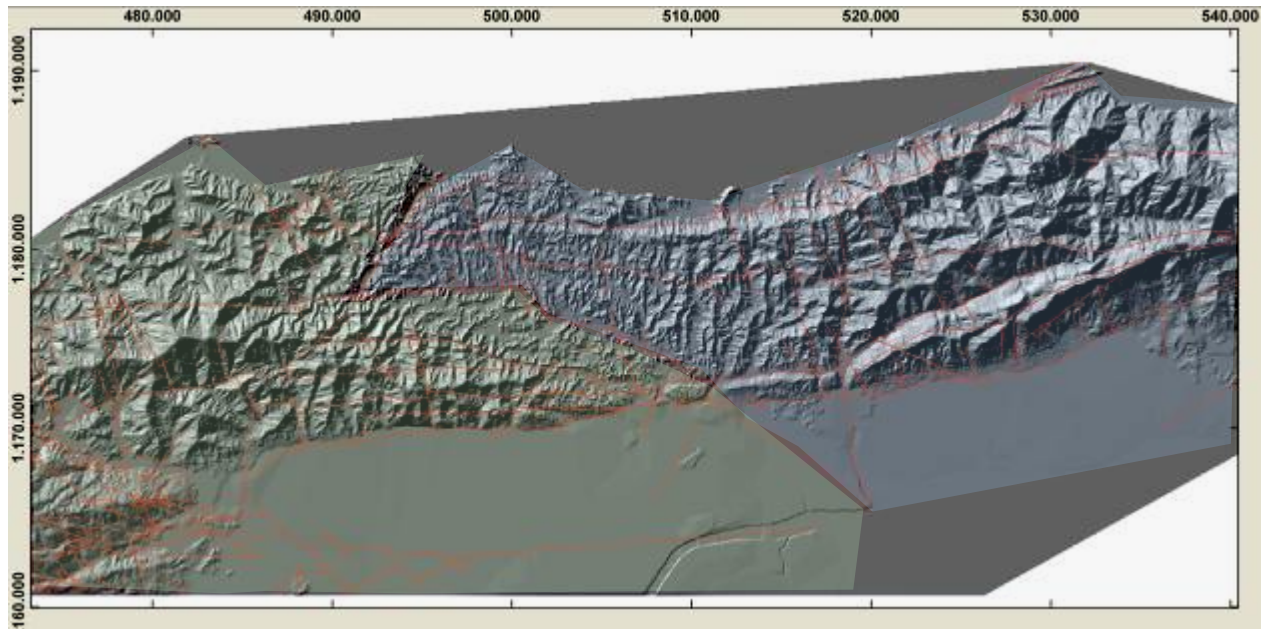


Figura 5.1. Modelo de iluminación y sombra del sector occidental de Paria. Se muestran las fallas definidas en campo (GONZÁLEZ DE JUANA 1969, entre otros) y también aquellas interpretadas en este trabajo. Hacia el sector central se puede observar el control estructural sobre el valle de río Grande. Se muestran los dos dominios morfoestructurales definidos.

5.1.1.1 Sector al oeste del valle del río Grande

Al oeste del sector en consideración, en la costa norte, un sistema de napas estructurales yuxtapone la provincia Cretácica aloctona de afinidad oceánica (Metaígneas de El Copey) sobre una unidad metasedimentaria (Carúpano), (Anexo I: Hoja 7548 II – SO). El predominio de estructuras de corrimiento se mantiene constante, el plegamiento es de tipo isoclinal y las relaciones entre los litodemos constituyentes del Esquisto de Carúpano permanecen como evidencia de una deformación con características de fluxión en estado visco-elástico (Figura 5.2)

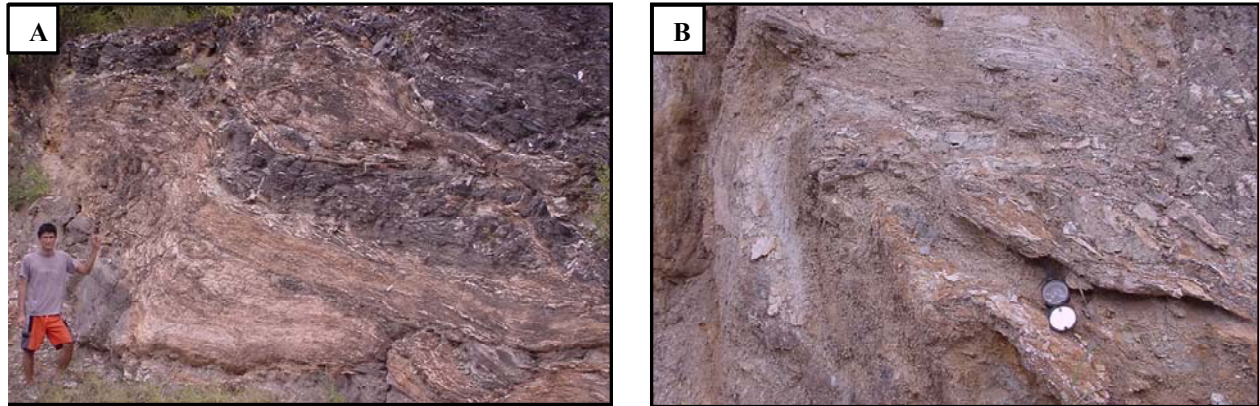


Figura 5.2. Afloramiento de el Esquisto de Carúpano. **A:** Boudinage de meta-arenisca de la meta-secuencia pelítica del Esquisto de Carúpano expuesta en un corte de carretera entre Puerto Santo y Río Caribe. **B:** Plegamiento isoclinal en el mismo corte de carretera. Dirección de las fotografías: ~N-S.

En la costa norte, a través de una transversal entre Carúpano y Río Caribe, CHRISTENSEN (1962) determina a través de 93 medidas de foliación, 60 de diaclasas y 45 medidas de lineaciones minerales los datos estructurales representados en la proyección estereográfica de la Figura 5.3. (Datos representados en el hemisferio sur)

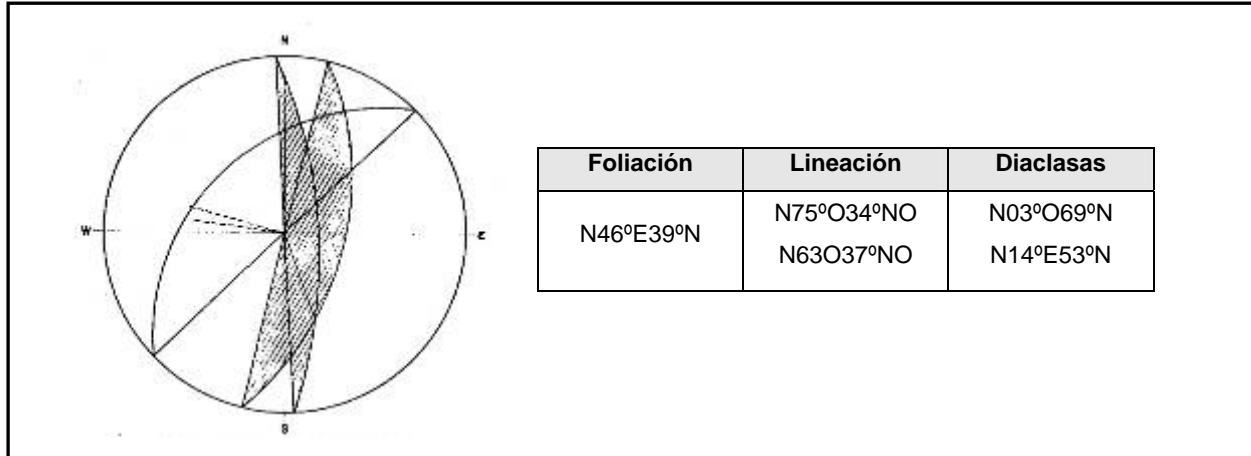


Figura 5.3. Datos estructurales del área noroeste del Sector Occidental de Paria, tomados por CHRISTENSEN (1962) en una transversal que va desde Carúpano hasta Río Caribe

Mientras que en una transversal NO-SE entre Carúpano y El Pilar, el mismo autor determina a través de 29 medidas de foliación, 57 de diaclasas y 52 medidas de lineaciones minerales los datos estructurales representados en la proyección estereográfica de la Figura 5.4.

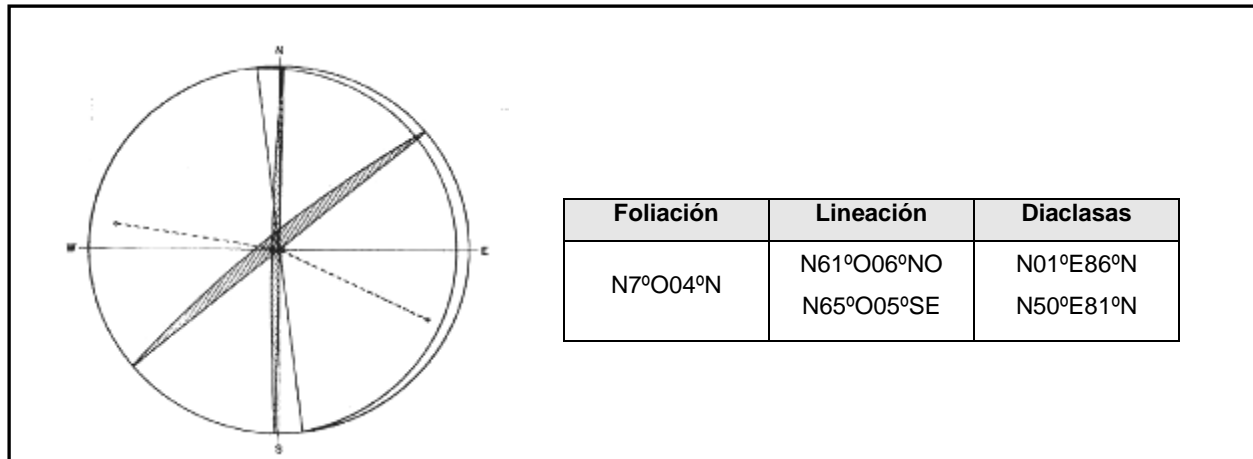


Figura 5.4. Datos estructurales del área suroeste del Sector Occidental de Paria, tomados por CHRISTENSEN (1962) en una transversal que va desde Carúpano hasta El Pilar, datos representados en el hemisferio sur.

Los datos obtenidos por CHRISTENSEN (1962) en el área de Carúpano ponen de manifiesto la complejidad estructural de este sector que, ha juzgar por la orientación de algunos de los elementos estructurales, presenta una historia deformacional variable de norte a sur. En efecto, al sur, a través de la zona de falla de El Pilar, se ponen en contacto dos terrenos con historias geológicas distintas aunque parcialmente relacionadas, la Cordillera ígneo-metamórfica de La Costa y el cinturón de deformación de la Serranía del Interior, el contacto entre ambas provincias parece ocurrir a través de un retrocorrimiento que afecta la supraestructura cortical (Fig. 4.7 DUERTO & McCLAY 2002: Fig.1).

CHRISTENSEN (1962) realiza inferencias estructurales regionales, aunque admite que los datos no pueden ser interpretados de manera muy cerrada pues no presentan suficiente uniformidad y validez estadística. El autor concluye, a partir del análisis de los datos aquí presentados, entre otros, que el fracturamiento tiene una relación con el patrón de deformación que da lugar las lineaciones minerales, considera por tanto que las diaclasas reflejan una reiteración del mismo patrón de deformación que afecto en un periodo temprano de manera plástica las rocas; reconoce también la existencia de diaclasas tensionales con tendencia NNO. De acuerdo a CHRISTENSEN (1962) el elipsoide de esfuerzos resultante de la evaluación de los datos estructurales en el área en consideración tiene como eje mayor la dirección N20°O.

La perspectiva de la Figura 5.5 permite apreciar la compleja configuración geotectónica anteriormente descrita.

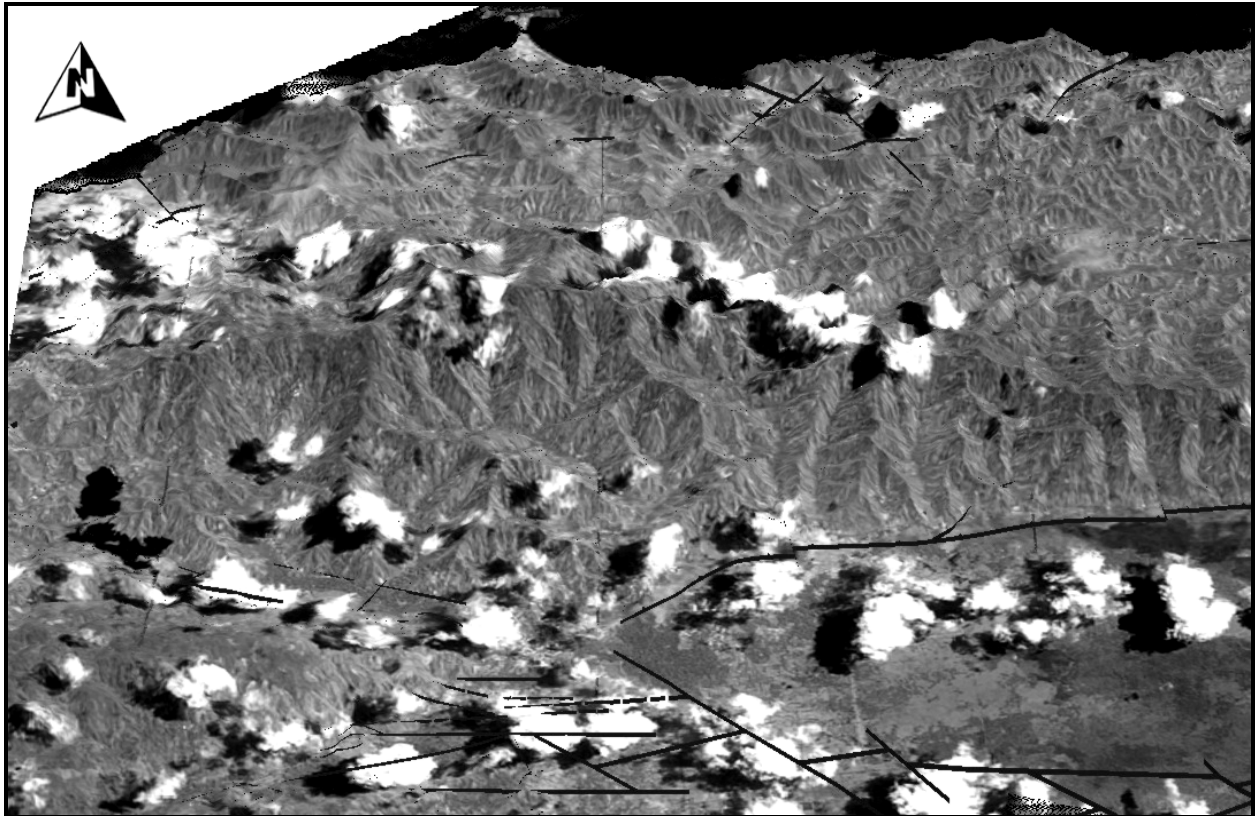


Figura 5.5 Modelo de elevación digital del área oeste del sector occidental de Paria, las alturas base (x2) son llevadas a una imagen Landsat TM (053-002). Al fondo el Morro de Puerto Santo. Se resaltan las fallas que afectan la zona evaluada, la discontinuidad subaralela a este-oeste, al sur de la imagen, corresponden a la sección Guarúnos (AUDEMARD *et al.* 2000) de la falla El Pilar (falla Casanay de YSACCSIS 1997), nótese el estilo transtensivo en esta área.

La Figura 5.6 permite diferenciar un sector afectado por deformaciones transtensivas que se revela a través de las relaciones cinemáticas entre las discontinuidades estructurales, en la llanura de Guaraunos, que se inicia al este de la localidad de El Pilar, el segmento Guaraunos de la falla El Pilar (AUDERMARD *et al.* 2000) se extiende hacia el golfo de Paria. Esta falla muestra una configuración estructural con características transtensivas, encontrándose el bloque cortical sur deprimido (YSACCSIS 1997: 216), mientras que poco más al norte, hacia al piedemonte de la cordillera ígneo-metamórfica un plano de corrimiento frontal de vergencia sur yuxtapone la unidad Metasedimentarias de Günimita sobre la metasecuencia Tunapui – Macuro. La traza de esta discontinuidad se ve afectada por rampas laterales, la dirección en la que se orientan dichas

rampas es N-S $\pm 30^\circ$. (Anexo I: Hojas 7547) En el modelo de elevación y sombra de la figura 5.6 se resaltan las áreas afectadas por deformación transtensiva según interpretaciones de YSACCSIS (1997) y de este trabajo.

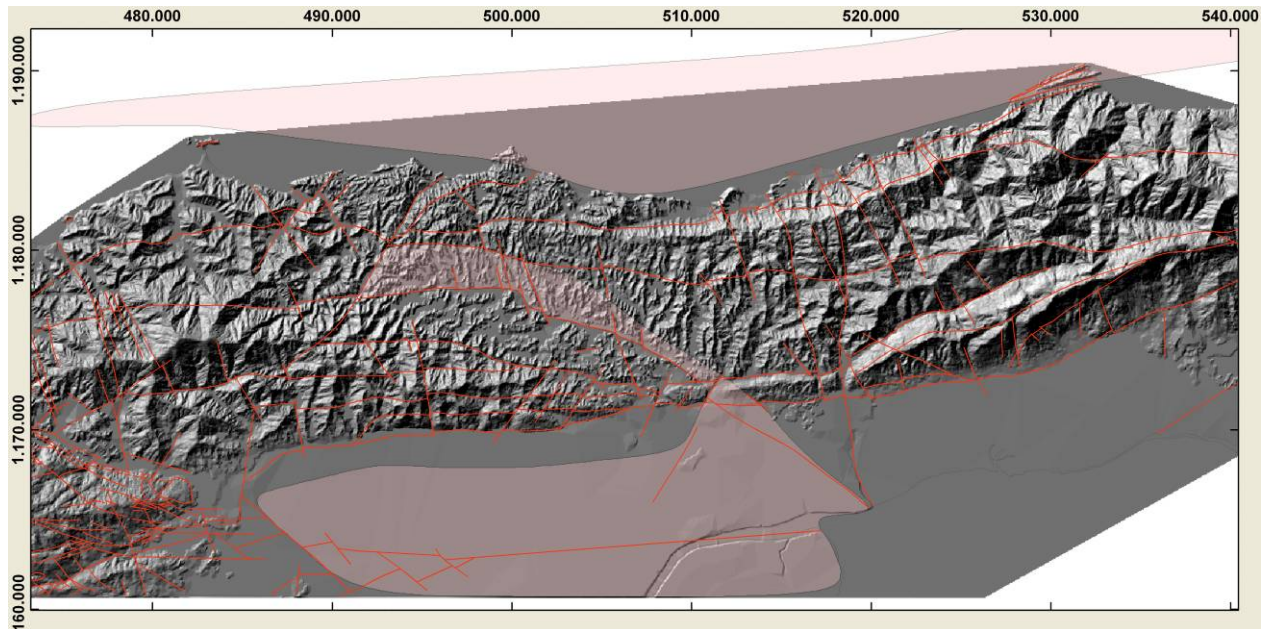


Figura 5.6. Modelo de iluminación y sombra del sector occidental de Paria. Se muestran los sectores donde un régimen deformacional transtensivo ha sido interpretado sobre la base de datos estructurales. Después de YSACCSIS (1997).

5.1.1.2 Valle del río Grande

La expresión del relieve asociada al valle de río Grande, permite inferir la existencia de un conjunto de fallas en échelon (Fig. 5.7) estas fallas orientadas en dirección NNO-SSE tiene un origen antitético relativo al sistema El Pilar, su aparente movimiento reciente se debe a una componente oblicua dextral-normal. Una discontinuidad preexistente orientada de manera sub-paralela a este-oeste y cuya geometría pudo haber dado lugar a un relevo distensivo ante el desplazamiento dextral del sistema El Pilar, ha sido afectada por el desplazamiento de estas fallas, de tal manera su desplazamiento propicia la generación de espacio de acomodación para depósitos aluvionales Cuaternarios, ya que está falla, y otras probablemente aledañas de características similares, deprimen la parte central del área occidental. Este hecho probablemente este cinemáticamente relacionado a un efecto tensional sobre los bloques corticales de la

cordillera ígneo-metamórfica en Paria occidental y ocasionado por la transferencia de desplazamiento desde la falla El Pilar hacia el sistema Los Bajos. Dicha transferencia reactiva estructuras antitéticas preexistentes orientadas en la misma dirección de la dirección de desplazamiento principal de Los Bajos-El Soldado.

Las estructuras propuestas son visibles en el área en consideración a través de marcadas lineaciones estructurales en los modelos de iluminación y sombra del relieve (Anexo II); tales lineaciones, al oeste de Yaguaraparo ya habían sido notadas por URBANI & CAMPOSANO (2005), quienes definen a partir de imágenes satelitales el lineamiento de Yaguaraparo, parte de los lineamientos observados coinciden con fallas interpretadas por BELTRAN (1993). Denominaremos **sub-sistema de Yaguaraparo** a la que consideramos una discontinuidad este-oeste pre-existente, reactivada por el desplazamiento relativamente reciente de las fallas oblicuas NNO-SSE.

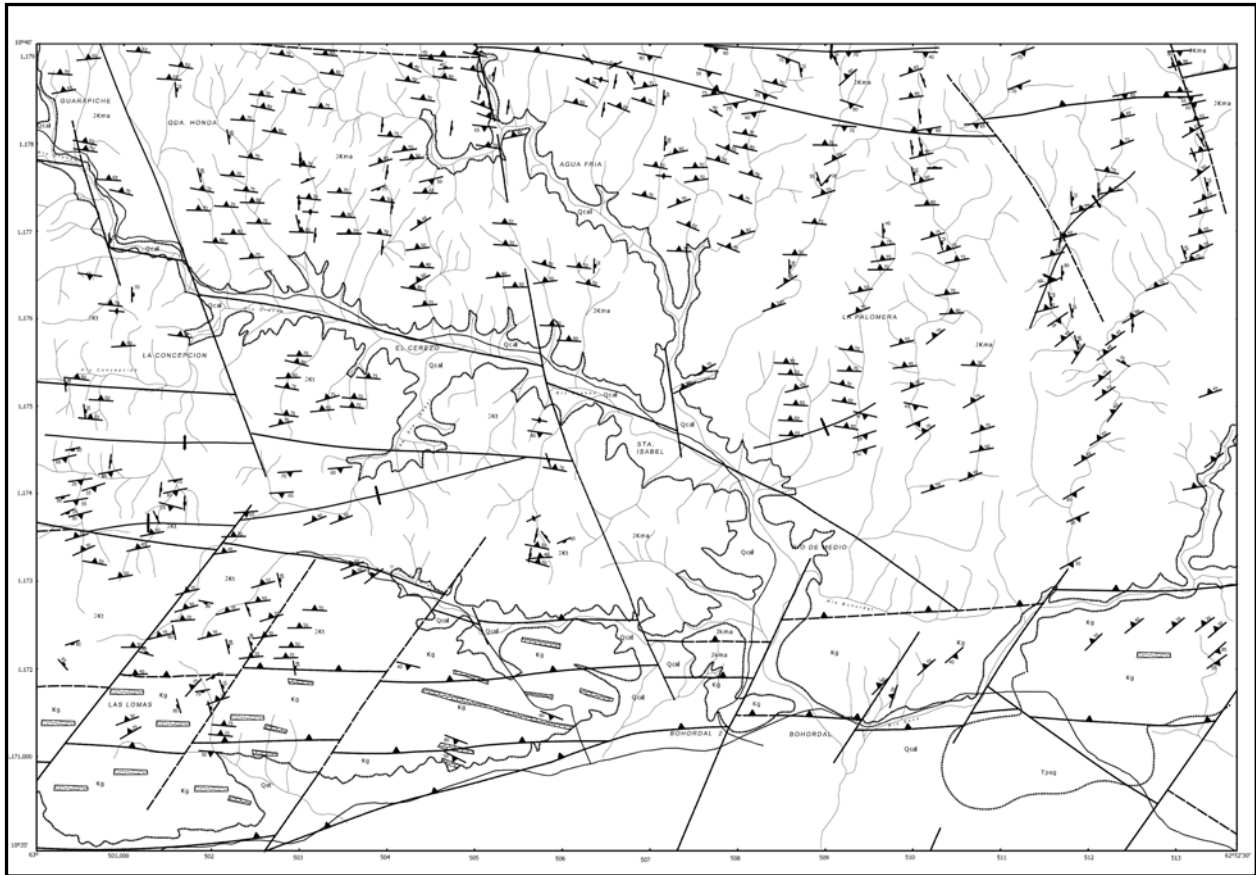


Figura 5.7 Mapa geológico del área del valle del río Grande (Hoja 7647- IV-NO) puede apreciarse la falla cubierta por aluvión mencionada en el texto. El corrimiento meridional con vergencia sur que delimita el contacto Macuro - Günimita es denominado por los tesisistas 1965-1968 Corrimiento de Las Piedras.

5.1.1.3 Sector al este del valle del río Grande

Para NAVARRO (1966) estructuralmente la zona norte de este sector (Anexo I: Hojas 7648 III-SO y III-SE) presenta una disposición imbricada, constituida por fallas de corrimiento (f. de Unare y f. de Agua Fría-El Restumbo (corrimiento de Manacal), en las cuales el bloque norte se sobrepone al bloque sur. ROMERO (1966) menciona que la falla Agua Fría-El Restumbo, en el sector El Restumbo repite secuencia del Esquistos de Macuro, y es seccionada en dirección N30°O por fallas tangenciales.

NAVARRO (1966) señala que una fase compresiva da lugar al desarrollo de corrimientos asociados a pliegues de plano axial N70°E, definidos a partir de la presencia de numerosos micropliegues de arrastre, concordantemente WEHRMANN (1966) considera que en el sector Agua Fría- El Restumbo, el corrimiento de Manacal es un pliegue-falla, desarrollado sobre el plano axial de un sinforme. Esta fase compresiva es antecedente a una fase distensiva asociada al desarrollo de la falla de Cangua, de componente principal gravitacional.

La falla de Cangua en costa norte, de rumbo promedio N70°E, tiene buzamiento de ángulo alto al norte, presenta una componente rotacional que afecta al Esquistos de Carúpano deprimiéndolo respecto a los esquistos de Uquire y Macuro en el la zona de Cangua, mientras que hacia San Juan de Las Galdonas se comporta como una falla de corrimiento (NAVARRO 1966, WEHRMANN 1966, DELFÍN 1968). Respecto al carácter rotacional de la falla de Cangua, VILLEGAS (1966) señala que una zona de microfallas normales con posible componente rotacional se evidencia a través de lineaciones observadas en el río Unare. DELFÍN (1968) nota variaciones en la dirección de foliación entre las unidades Carúpano y Uquire, tal que en la primera la foliación se orienta en dirección promedio N40-60°E, mientras que en Uquire es N70-80°E, hacia el este ambas unidades se encuentran en contacto a través de un corrimiento (PÉREZ 1968) (Anexo I: Hojas 7648 III-SE y II-SO).

Se presenta en la Figura 5.8 la visión estructural según PICARD (1966) y WEHRMANN (1966) de la costa norte, mostrándose el carácter gravitacional observado en la falla de Cangua, entre el Cabo Mala Pascua y Cangua, en la Figura 5.9 se muestra el detalle en el punto A.

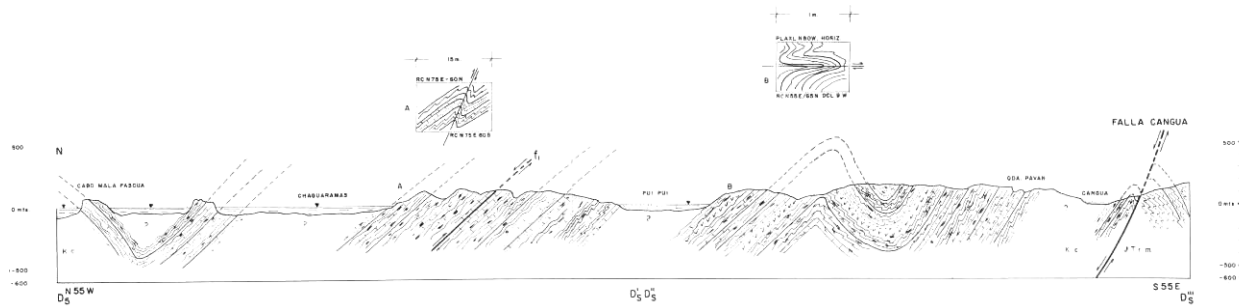


Figura 5.8. Corte transversal en dirección N55°O entre el Cabo Mala Pascua y Cangua. Tomado de PICARD (1966)



Figura 5.9. Vista de la saliente oriental de la Ensenada de Chaguaramas, muestra la configuración estructural representada en el punto A de la Figura 5N°. Dirección de la fotografía: N50°E.

Al sur del área en consideración (Anexo I: Hoja 7647 IV-NO y IV-NE), MÉNDEZ (1965) y ROJAS (1966) identifica corrimientos con dirección subparalela a este-oeste que presentan vergencia sur, como el de Corrimiento Las Piedras, donde las metasedimentarias de Güinimita se encuentran en contacto abrupto con el Esquisto de Macuro. Esta discontinuidad controla la red de drenaje en el sector de Yaguaraparo (Anexo I: Hoja 7647 IV-NO y IV-NE). Para ROMERO (1966) la falla se infiere a partir de un cambio brusco de litología y de buzamientos, fallas de rasgadura que disectan esta zona, tienen un rumbo generalizado NE-SO presentando una relación angular con el corrimiento de las Piedras. La f. de Poza Amarilla (ROJAS 1966) es interpretada como un sinforme fallado que genera, al este de la fila El Paujil, una repetición en el Mármol de Yaguaraparo.

En la zona comprendida entre los meridianos que pasan por los cabos Mala Pascua y Tres Puntas, la existencia de numerosas facetas triangulares parecen evidenciar escarpes de falla orientados en dirección subparalela a norte-sur, estas formas del relieve definen una posible zona de desplazamiento norte-sur de componente principal dextral y con un salto normal asociado, esta interpretación basada en modelos de elevación digital, es congruente con datos de diaclasas tensionales obtenidos en los trabajos de geología de campo UCV (Anexo VI), donde una de las

direcciones promedio es N-S \pm 15°, tal como puede apreciarse en el inserto de la Figura 5.10. VILLEGAS (1966), entre los meridianos 507.000E y 522.000E, encuentra sobre la base de 369 mediciones que el rumbo promedio de las diaclasas de tracción también es en dirección norte-sur. Al sur de cabo Tres Puntas, RODRÍGUEZ (1965) menciona fallas gravitacionales con desplazamientos tangenciales rumbo-deslizantes que desplazan bloques orientales del Esquisto de Macuro hacia el SSO (Mármol de Patao), CASTILLO (1965) menciona dos fallas normales que afectan las rocas de Macuro y Güinimita, una de ellas presenta desplazamiento oblicuo y finaliza e Macuro y Güinimita, una de ellas finaliza en una falla de rasgadura en dirección N10°E que desplaza el bloque oriental 1.700 m. siendo la magnitud de estos desplazamientos definidos por el autor a partir de ejes estructurales y unidades correlacionables.

La presencia de fallas subparalelas a norte sur de componente dextral-normal, representa la expresión continental del estilo deformacional tensional definido en la costa norte de Paria a partir de datos sísmicos por YSACCSIS (1997: Línea AA). Costa-afuera un sistema de falla orientado en dirección norte-sur afecta al basamento basáltico y a su cobertura sedimentaria Neógena. (Fig. 5.13), dicho sistema se manifiesta en la costa de San Juan de Unare.

El conjunto de rocas aflorante entre San Juan de Unare y cabo Tres Puntas, se presenta afectado por fallamiento Terciario, un sistema de fallas que se orientan en dirección norte sur en un arreglo de flor negativa (Fig. 4.37) fue identificado en esta zona y afecta rocas altamente deformadas de manera plástica e intensamente cizalladas en un dominio frágil (Fig. 5.10). En el cabo Tres Puntas un sistema de brechas define contactos, sub-paralelos a este-oeste entre metaperidotitas, metabasitas y un melange tectónico que incluye metapelitas, metagabros y esquisto glaucofánico.

Se ubica al sur de esta asociación ofiolítica, en contacto a través de un corrimiento con vergencia norte el Esquisto de Carúpano. Poco más al sur, hacia el contacto tectónico entre Carúpano - Uquire, lo apretado del plegamiento isoclinal deforma de manera plástica los litodemos cuarzo-grafíticos, generando así un comportamiento de fluji3n (PÉREZ 1968). En playa Los Indios, hacia la ensenada de Cangua, PICARD (1966) nota plegamiento de flujo en el Esquisto de Carúpano, los planos axiales tienen buzamiento norte (Fig. 5.11)



Figura 5.10 Pliegue isoclinal en un esquistó gnéisico que aflora en una compleja asociación de rocas en la playa de San Juan de Unare, la deformación en dominio frágil fractura los limbos utilizando las dirección de cizalla conjugada. El plano axial buza al ONO. Dirección de la toma: sur-norte

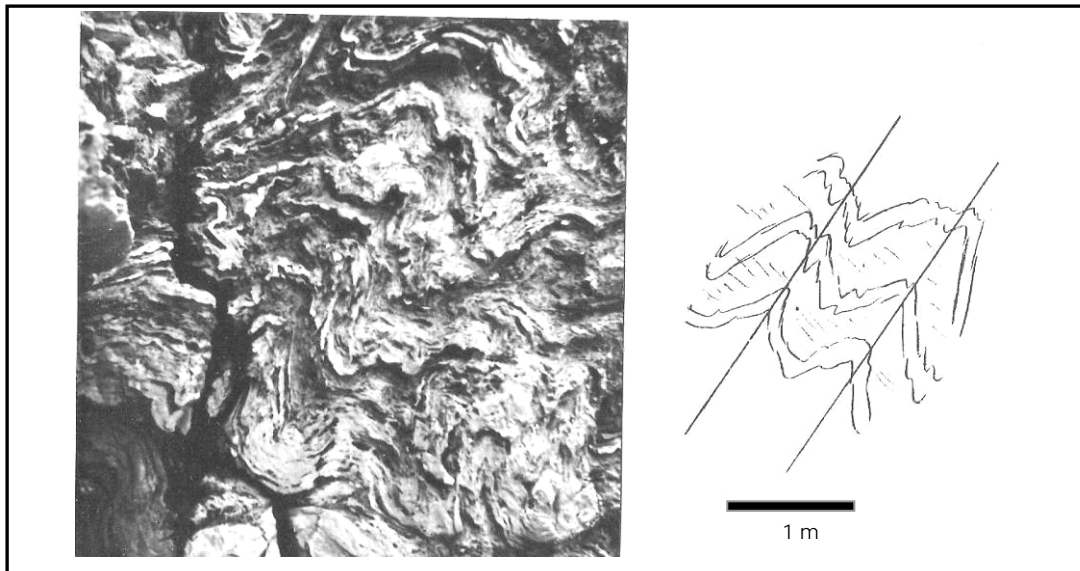


Figura 5.11 Plegamiento en esquistó carbonático-grafitoso de la unidad Carúpano, aflorante en playa Los Indios. Los planos axiales buzanan al norte (PICARD 1966). Estos micropliegues forman parte del flanco norte de una estructura isoclinal mayor.

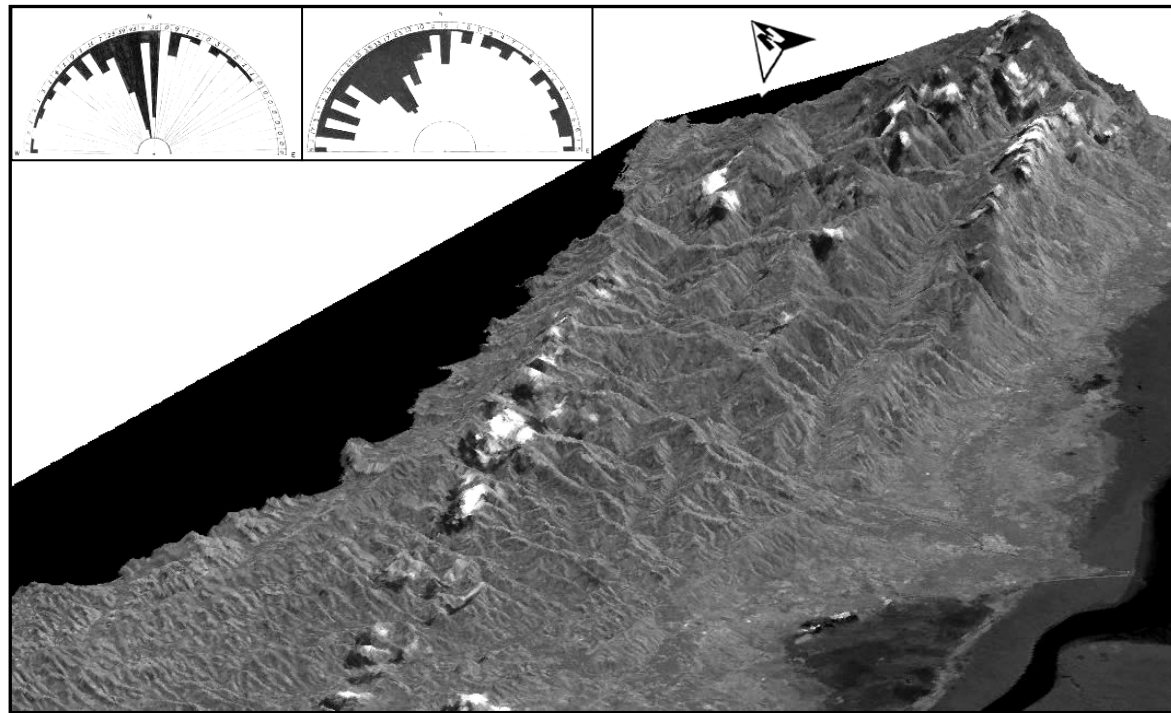


Figura 5.12 Modelo de elevación digital del área este del sector occidental de Paria, al fondo el Cabo Tres Puntas. Puede observarse hacia la parte central la existencia de escarpes de falla que se orientan en dirección subparalela a norte-sur. En el inserto superior promedio de 209 diaclasas (derecha) de MUJICA, MOLINA & ROMERO (1966) y 360 diaclasas (izquierda) medidas por NAVARRO & VILLEGAS (1966), datos obtenidos en el área nor-central de la figura.

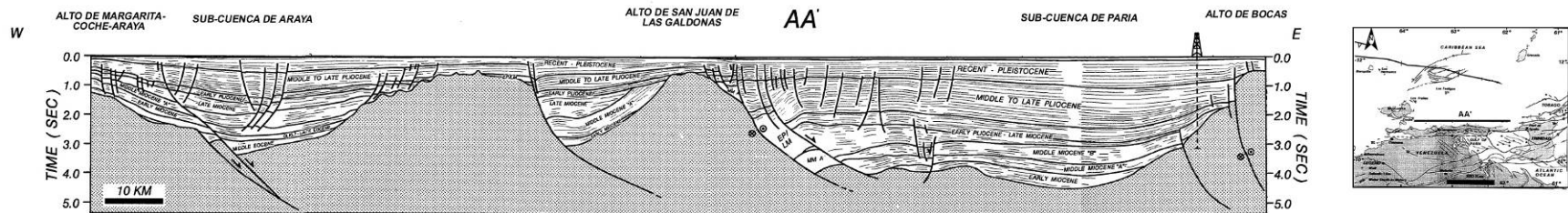


Figura 5.13 Interpretación de una línea sísmica paralela a la costa de Paria (YSACCSIS 1997: Línea AA), la interpretación del autor muestra las relaciones transtensionales entre los elementos estructurales presentes costa-afuera a San Juan de Las Galdonas y en la Cuenca de Paria al este del sector occidental

5.1.2 Sector oriental de Paria

El sector oriental al igual que el sector occidental, se encuentra intensamente deformado, controlado principalmente por una serie de fallas y pliegues que son responsables de la actual topografía. Las estructuras geológicas menores que acompañan las antes mencionadas, son acuerdo a los autores que estudiaron esta zona, micropliegues, diaclasas y foliaciones. A continuación se describen brevemente las características más importantes de cada una de ellas.

Los dos pliegues principales reportados en esta zona son el **Antiforme de Tolete**, que abarca desde Punta Copey (al oriente de la península) hasta Playa El Muro (al occidente de Cabo Tres Puntas). Definido por MOTISKA (1964), BUJOSA (1964) y SALAZAR (1964), con una dirección N80°E y declive 15° al NE, presenta un buzamiento del plano axial de 70° N, ligeramente asimétrico, con mayor inclinación en el flanco sur, la estructura afecta al Esquisto de Uquire. El segundo pliegue es el **Sinforme del Rustumbo**, definido en el área por JIMÉNEZ (1968), como un pliegue asimétrico, con el plano axial buzando al sur y un rumbo aproximado E-O, afecta las rocas del Esquisto de Macuro hasta el área occidental, donde se encuentra fallado.

Asociados a estos pliegues se encuentran una serie de pliegues menores, constituidos por antiformes y sinformes inclinados y disimétricos, que al oeste de Río Grande presentan un rumbo que se encuentra en el rango N60-85°E; medido a partir de la foliación, cuyo buzamiento general es al sur. Por otro lado al este de localidad de Río Grande la foliación reportada en ciertos sectores, limitados por valles lineales, varía su buzamiento de sur a norte, alcanzando valores en ambas direcciones en el rango 60° - 85° (véase AnexoII: 7747 IV-NE).

Atribuimos la drástica variación de buzamiento señalada por los mapas geológicos de los tesisistas 1964, y posteriormente confirmada en 1968, a mediciones de campo realizadas por aquellos autores en micropliegues de diversos flancos de un arreglo homoclinal mayor, siendo tales micropliegues producto de la cizalla intracutánea asociada a la flexura de las capas que definen el homoclinal, cuyo plano axial tiene vergencia sur. En la parte oriental de Paria, todo el conjunto estructural se presenta localmente desplazado debido a la compresión asociada a la cinemática de estructuras tangenciales de desgarradura dispuestas en dirección norte-sur que afectan y quizás individualizan bloques corticales del orógeno; generando probablemente, en respuesta a la convergencia oblicua, rotaciones torsionales en dichos bloques (Fig. 5.14).

Finalmente la acción erosiva asimétrica sobre el orógeno (CRUZ 2005) deriva en las locales variaciones de buzamiento de la foliación originalmente reportadas.

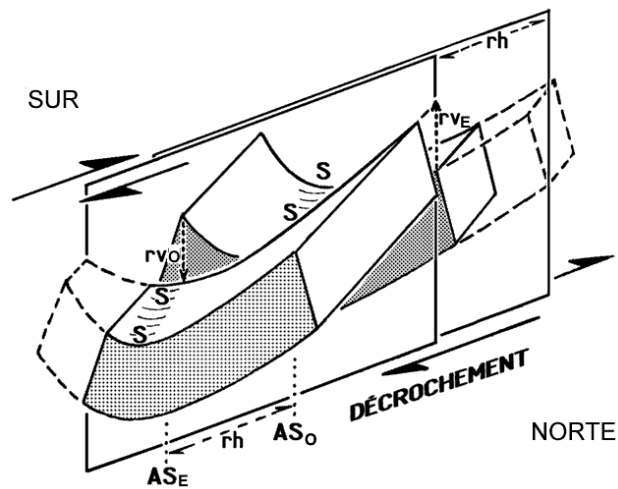
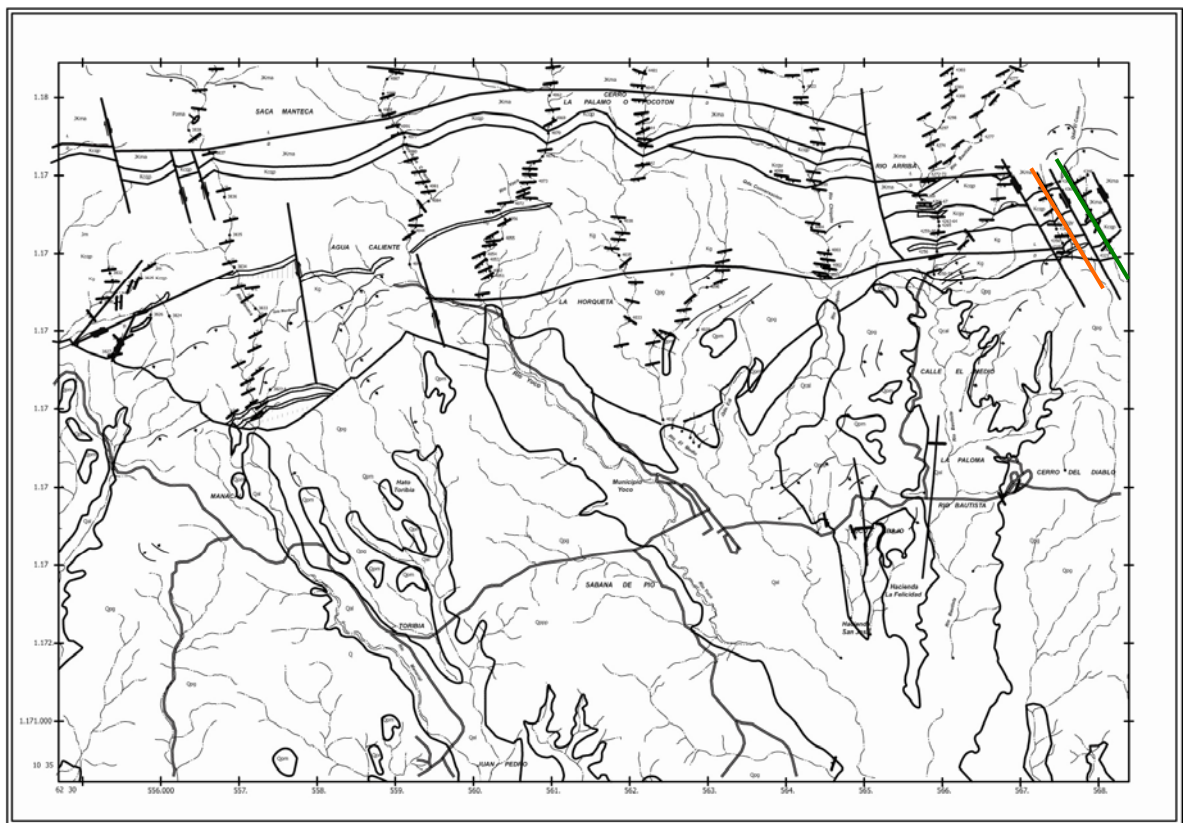


Figura 5.14. Interpretación estructural en el área oriental de Paria (Sector de Río Grande). El efecto inducido por el desplazamiento y la torsión a lo largo de fallas de desgaradura (déchrochement) genera variaciones en la foliación. rv: salto vertical; rh, salto horizontal; AS: zona apical; E: bloque este; O: bloque oeste.



(A)

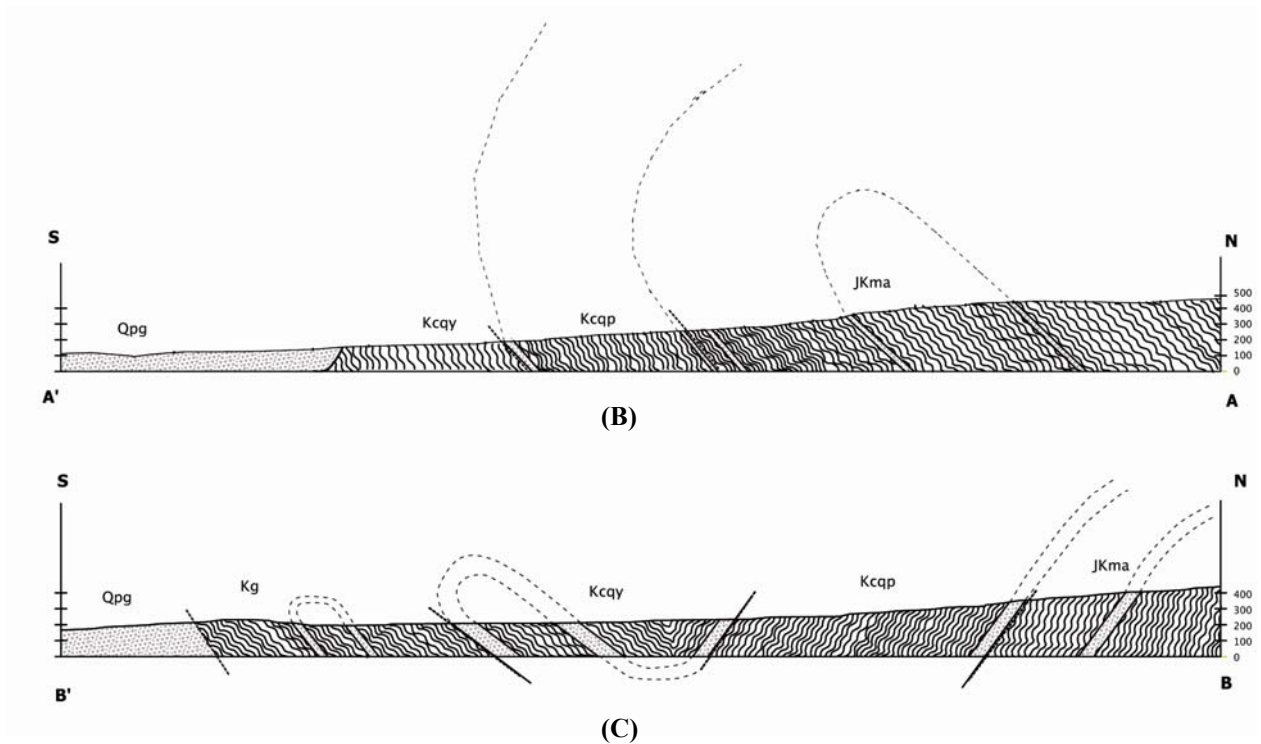


Figura 5.15. Interpretación estructural del sector oriental de la península de Paria. (A) Mapa geológico de ubicación de los cortes estructurales del área de Yoco (línea naranja corte A-A' y línea verde corte B-B'). Hoja 7747-IV-NO. (B) Corte A-A'. Se observan las capas plegadas con buzamiento al norte. (C) Corte B-B'. Se presenta el cambio de buzamiento de las capas de norte a sur.

En la Figura 5.16 se muestran micropliegues con buzamiento sur observados en el río Maraval, muy cerca del contacto entre el Mármol de Patao y el Esquisto de Macuro. En las Figuras 5.17, 5.20 y 5.21 se puede apreciar respectivamente las interpretaciones de la configuración estructural realizadas por SOTO (1968), PÉREZ (1968) y CRUZ (2005) en distintas áreas estudiadas en el oriente de la península (Fig. 5.19). CRUZ (2005) menciona en el sector más oriental de Paria, evaluado por él en detalle, sólo el buzamiento general sur de la foliación. En la Fig. 5.18 se muestra una falla inversa de ángulo alto al norte y rumbo aproximado este-oeste, observada en el río Maraval, la misma no está representada en la Fig. 5.17, la foliación en esta zona buza al norte en el bloque norte y al sur en el bloque sur, esta falla no está reportada en los mapas de los trabajos previos.



Figura 5.16. Micropliegues observables aguas bajo del río Maraval, los planos axiales buzanan al sur .

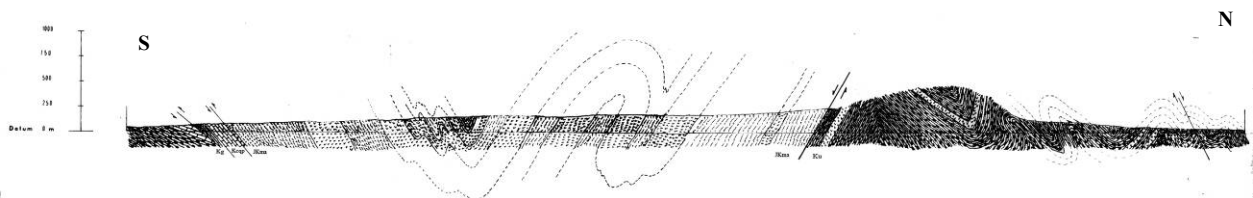


Figura 5.17. Interpretación estructural de la sección Río Maraval – Río Puerto La Cruz. Muestra el cambio de buzamiento de las capas, producto de los pliegues y micropliegues presentes en la zona. Tomado y modificado de SOTO (1968).



Figura 5.18. Falla de ángulo alto en el río Maraval, la angularidad de la foliación (azul) permite diferenciar una discontinuidad con buzamiento norte (rojo). Dirección de la foto O-E.

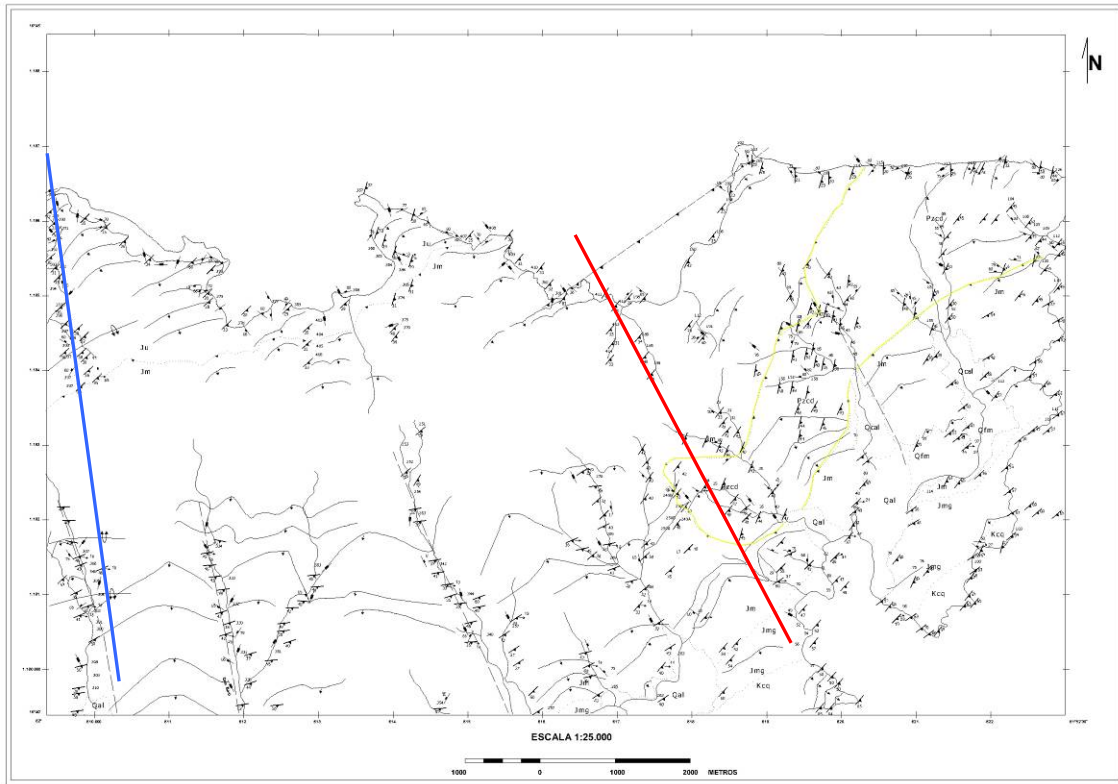


Figura 5.19 Mapa geológico del área de Uquire (Hoja 7848-III-SO). Se muestra la ubicación de los cortes estructurales de PEREZ (1968) (Azul) & CRUZ (2005) (Rojo). Se representa en color amarillo el contacto Macuro – El Dragón.

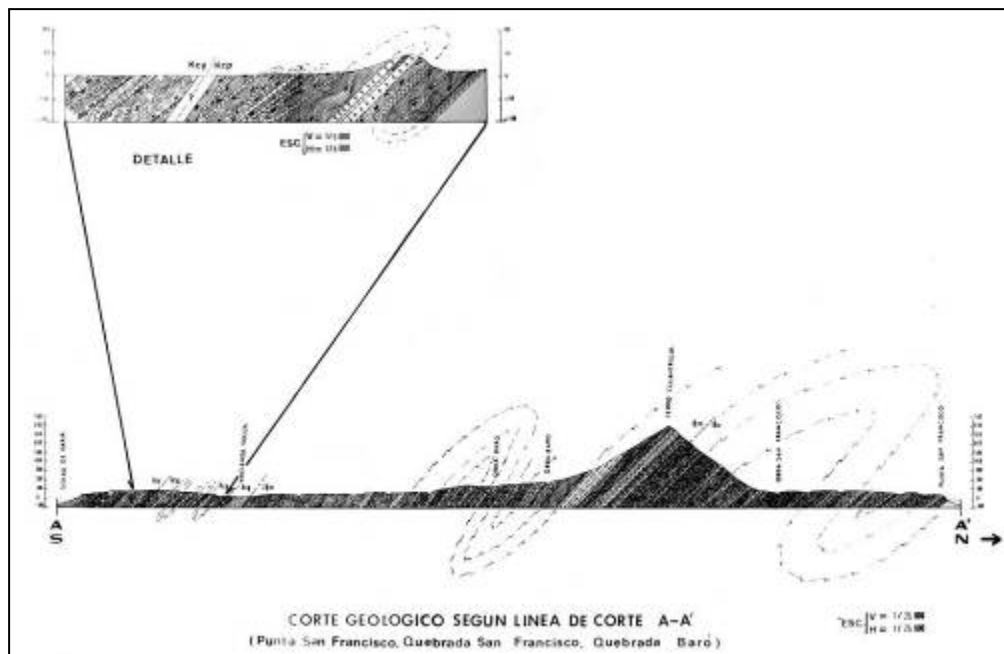


Figura 5.20 Interpretación estructural de la sección río La Horqueta. Muestra los pliegues isoclinales interpretados en el área con buzamiento sur. Tomado de PÉREZ (1968).

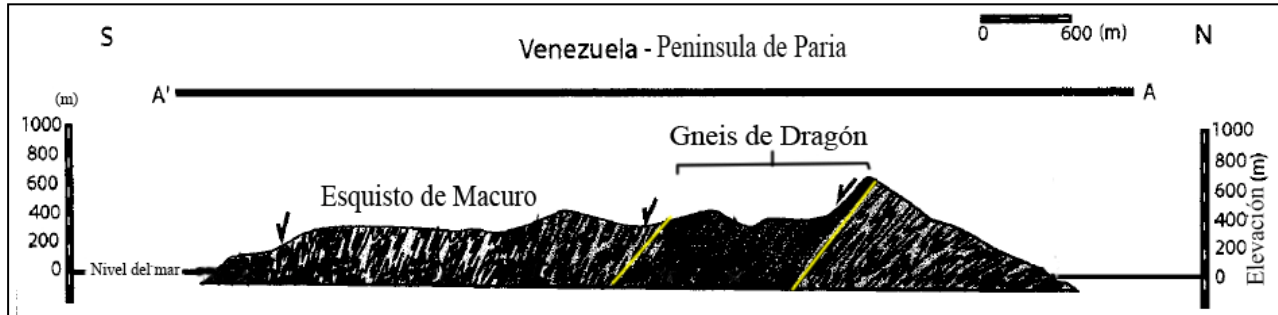


Figura 5.21 Corte transversal de la sección Ensenada Los Chorros – Ensenada Cariaquito. Se aprecia el contacto entre El Gneis de El Dragón y Esquisto de Macuro. Tomado de CRUZ (2005).

En la Figura 5.21 se muestra una interpretación morfoestructural del sector más angosto de la Península de Paria, entre la Ensenada Mapire hasta Río Grande, nótese hacia el golfo de Paria cabalgamiento con vergencia norte.



Figura 5.22. Aspecto de las geoformas entre Mapire y Río Grande e interpretación morfoestructural en la parte más estrecha de la península. Dirección de la fotografía: E-O.

En el Esquisto de Macuro se observa frecuentemente el desarrollo de estructuras de deformación intensa tales como boudinage y pliegues, los cuales ocurren principalmente en el esquisto clorítico y cuarzo clorítico (Fig. 5.23). Por otra parte hacia la franja sur de la península, rocas meta-sedimentarias moderadamente deformadas se disponen en forma de pliegues isoclinales de baja amplitud conservando sus estructuras sedimentarias originales (Fig. 5.24), la foliación buza al sur en un rango mayor ($35-90^\circ$) y el rumbo es subparalelo al sistema rumbo-deslizante, la inmersión de la lineación es variable hacia el SO. En la isla de Trinidad ALGAR

(1993) considera que la deformación similar observada en Northern Range es un efecto de deslizamientos gravitacionales Cenozoicos

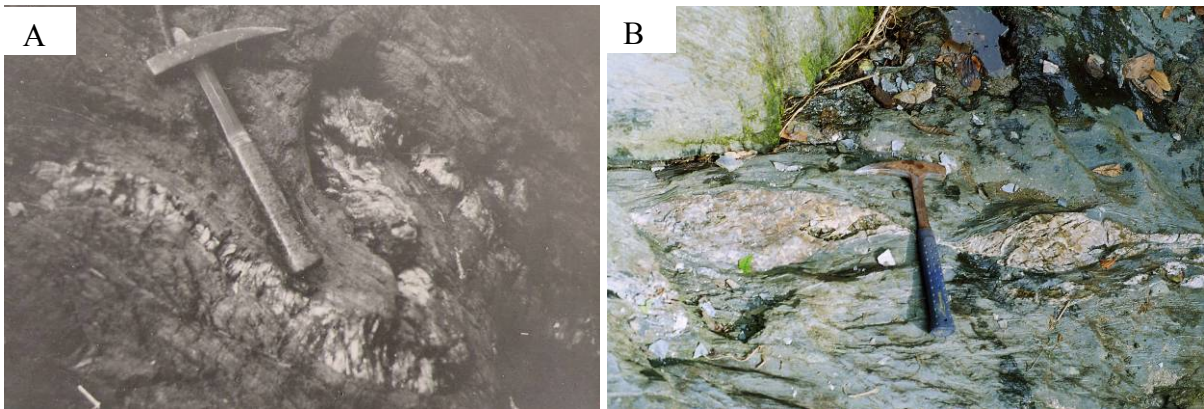


Figura 5.23. Evidencias de intensa deformación bajo dominio dúctil en el Esquito de Macuro. (A) Pliegue en esquistos cuarzo-micáceo clorítico, Quebrada Forio (PICARD 1966). (B) Boudines en esquistos cuarzo clorítico. Río Maraval.



Figura 5.24 Afloramientos de la unidad Metasedimentarias de Güinimita entre Río Grande y Puerto Hierro. Micropliegues isoclinales inducidos por cizalla intra-capa definen en el limbo sur de un pliegue isoclinal mayor de plano axial con vergencia al norte. Dirección de la fotografía: este-oeste

Al norte del área oriental la foliación varía entre $N60^{\circ} 70^{\circ}E$, presentando buzamientos de $60^{\circ}- 85^{\circ}N$; $60^{\circ}- 85^{\circ}S$ y a veces verticales. La lineación, determinada por CRUZ (2004) mediante la lineación de minerales y eje de micropliegues, presenta un rumbo aproximado entre $N64^{\circ}E$ y $N80^{\circ}E$ y un declive promedio $N16^{\circ}E$, presentando oblicuidad con la foliación y siendo en algunos casos paralela a ésta.

Al nororiente de la ciudad de Güiria la foliación en las rocas se encuentra bien desarrollada con un rumbo aproximado $N70^{\circ}E$ y un buzamiento alrededor de 60° ; en la parte septentrional los

buzamientos varían entre 15° y 45° . La evaluación de sobrecrecimientos post-orogénicos de los ejes C de cuarzo indican tensión oblicua-normal, máxima hacia el SO, patrón que es consistente a lo largo de la región oriental de Paria (CRUZ, 2005).

Los tipos de fallas en la región son de corrimiento, normales, de rasgadura y tangenciales. Las fallas de corrimiento son las de mayor extensión, cuyo rumbo aproximado es E-O; entre las más importantes se pueden mencionar la falla de Manacal, la cual marca el contacto entre Cariaquito (Patao) y Güinimita; y Falla Las Piedras, ubicada al sur con un rumbo aproximado E-O, marcando el contacto entre el Esquisto de Macuro y Las Metasedimentarias de Guinimita (Fig. 5.25). Las fallas normales son de ángulo alto con el plano de falla buzando al sur, atravesando las Metasedimentarias de Güinimita en sentido E-O. Las fallas transversales con desplazamiento horizontal, ubicadas una al este de la carretera La Ceiba- Manacal y la otra al oeste de Río Bautista; el rumbo aproximado es de $N30^\circ O$ y N-S, siendo de ángulo alto a casi vertical. Las fallas tangenciales de la región son casi paralelas entre sí con un rumbo que varía entre $N10^\circ O$ y $N20^\circ O$, (SIFONTES 1964, SALAZAR 1964).

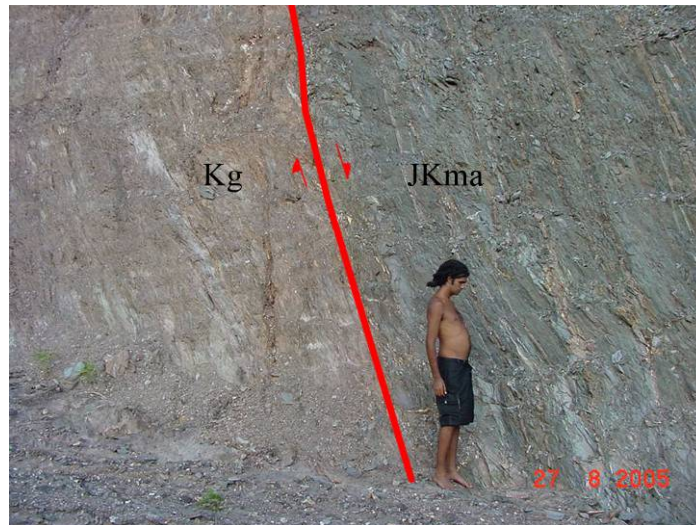


Figura 5.25 Afloramientos del contacto de la unidad Metasedimentarias de Güinimita y el Esquisto de Cariaquito cerca de Puerto Hierro. Falla normal denominada por los tesisistas de 1965 – 1968 “Falla Las Piedras”. Dirección de la fotografía: este-oeste.

Las diaclasas presentan rumbos que oscilan entre $N60^\circ E$ y $N75^\circ E$, siendo clasificadas por JIMENEZ (1968) como diaclasas de cizallamiento, con buzamiento bajo, originadas por un esfuerzo de compresión que actuaba con un rumbo aproximado $N20^\circ O$. También se presentan diaclasas de cizallamiento, con rumbo $N75^\circ E$, con buzamiento alto (Fig 5.26). Las diaclasas con

rumbo N25°O, pueden ser clasificadas como fracturas de extensión, originadas por fuerzas tensionales perpendiculares a un esfuerzo de compresión horizontal en dirección N-S. Este tipo de fracturas se hacen muy abundantes al nororiente de Güiria. Diaclasas cuyo rumbo oscila entre N80E y E-O, son consideradas por JIMENEZ (1968) como fracturas de relajación, producidas por un esfuerzo tensional con la misma dirección pero en sentido opuesto, después que cesó el esfuerzo de compresión.

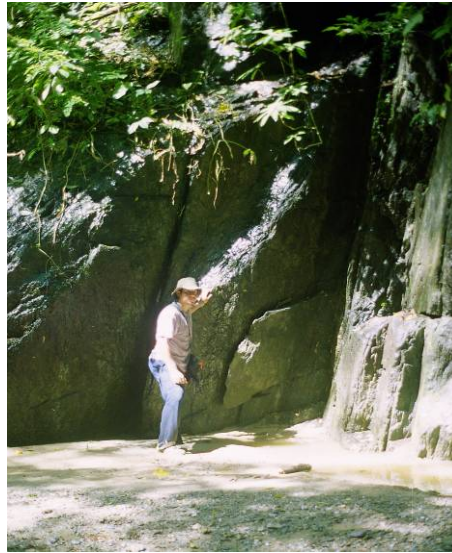


Figura 5.26. Diaclasas de cizallamiento con buzamiento alto. Esquisto de Macuro, Río Maraval. Dirección de la fotografía N80°O.

Se propone que un control sobre el relieve es producto de discontinuidades orientadas en dirección subparalela a norte-sur (Fig. 5.27), la cinemática de dichas discontinuidades es controlada en la zona oriental del área de estudio por la dirección de fallas sintéticas asociadas al sistema Los Bajos, el cual define el límite occidental de la Cuenca del golfo de Paria, una zona afectada por un estilo de deformación transtensivo aledaña al área en consideración donde fallas normales son controladas por cargas gravitacionales y esfuerzos tectónicos relacionados a la cinemática rumbo-deslizante de las fallas El Pilar, Los Bajos y Warn Springs. Por otra parte, discontinuidades asociadas al sistema North Coast y definidas costa-afuera al norte de Paria por YSACCIS (1997) como fallas gravitacionales oblicuas, presentan un movimiento dextral que también actúa como control probable sobre las formas del relieve en el sector peninsular aledaño al alto de Bocas (véase Fig. 5.11).

En el área de El Mango y de El Dragón se presentan tectónicamente emplazados fragmentos del basamento, estos fueron transformados por protomilonitización conjuntamente durante las etapas de metamorfismo y deformación que afectaron protolitos sedimentarios de proveniencia continental envolventes. Se constata en campo en la localidad de El Mango que el proceso de acreción responsable de emplazamiento de los cuerpos gnéusicos genera un apilamiento de niveles de esquistos grafito intercalado al cuerpo gnéusico granítico, presentándose la misma foliación en ambos cuerpos de roca (Fig. 5.28).

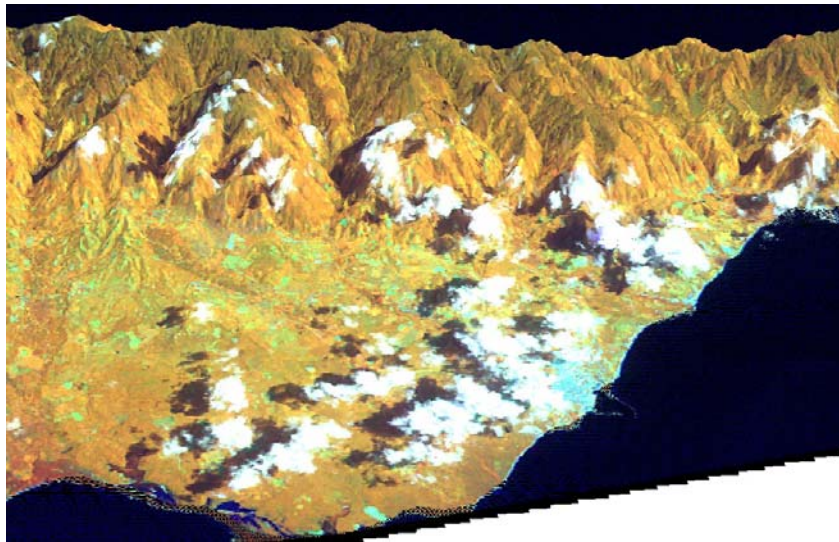


Figura 5.27 Imagen Landsat TM generando un modelo de elevación digital del área de Gúiria. La perspectiva fue realizada a partir de los valores altimétricos del relieve (X3) y permite visualizar la disposición estructural del sector oriental. Numerosas lineaciones estructurales en dirección NNO-SSE disectan la unidad topográfica de montaña, cuyo contacto lineal este oeste con la planicie piemontina corresponde a un corrimiento frontal con vergencia norte, el cual se encuentra soterrado por explayamientos terminales.



Figura 5.28. Muestra la disposición interdigitada de un esquistos cuarzo-grafitoso en los cuerpos ortogneusicos aflorantes en la localidad de El Mango. Dirección de la toma: N40°E.

5.2 INTERPRETACIONES GEODINÁMICAS FINALES

En la Península de Paria el desarrollo de una pequeña cuenca de tracción (sag pond) en el río Grande, de filas sub-alineadas con la dirección del elemento estructural mayor, constituido por la zona principal de desplazamiento del sistema de fallas de El Pilar y las relaciones cinemáticas entre los elementos estructurales existentes, dan lugar al desarrollo formas del relieve características de un régimen de deformación rumbo-deslizante. El ensamblaje y disposición estructural, así como las relaciones geométricas típicas entre los elementos constituyentes, para un desplazamiento dextral, están representados en la Figura 5.29.

Con la Figura 5.29 como base interpretativa, tenemos que en los dominios morfoestructurales definidos en el área de estudio el estilo estructural y su control sobre las formas del relieve se evidencia en el paralelismo evidente de filas, que representan la expresión topográfica de pliegues paralelos forzados y/ o monoclinales forzados. La existencia de pliegues oblicuos en échelon asociados a relevos compresivos de baja escala también es posible, especialmente en el área de Carúpano y en Cangua.

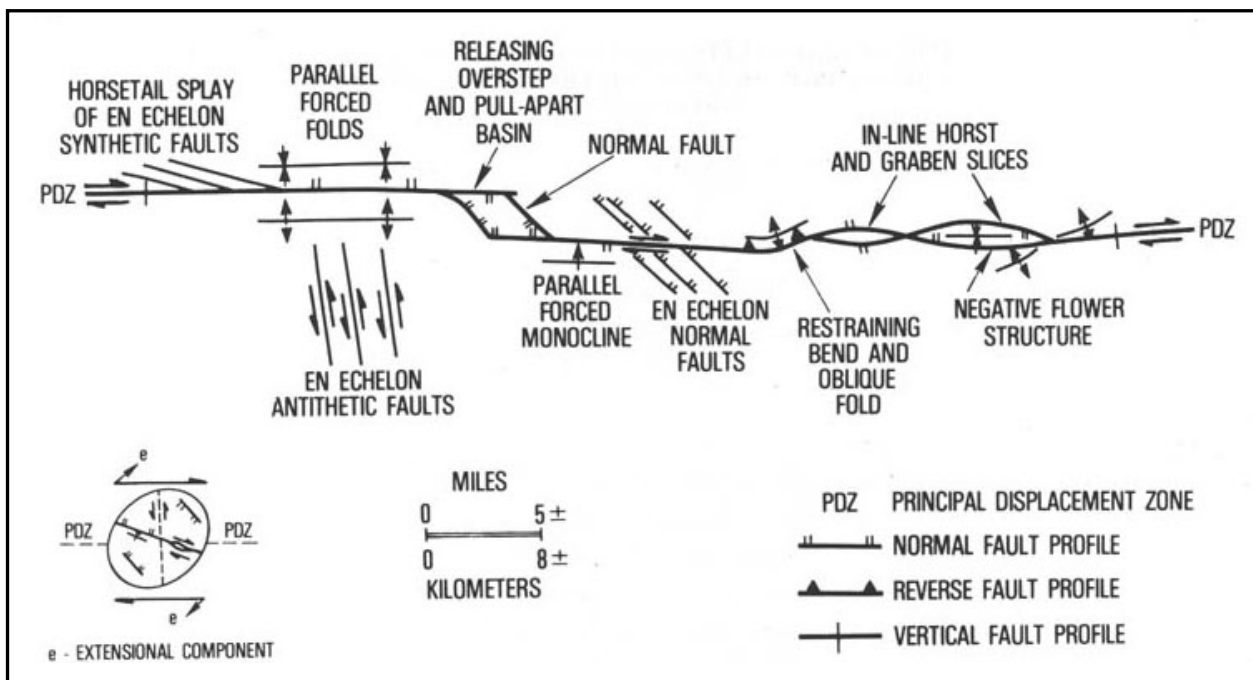


Figura 5.29 Esquema representativo de la asociación y disposición de estructuras en área sujeta a deformación rumbo-deslizante con PDZ (zona principal de desplazamiento) dextral. En la parte inferior se muestra el elipsoide de deformación simplificado. No necesariamente todas las estructuras representadas acá se encuentran incorporadas en la deformación de Paria y las mismas pueden estar combinadas de diferente manera. Tomado de HARDING *et al.* (1985).

Probablemente un efecto rotacional sobre el relieve puede ser inducido por la dinámica Terciaria de fallas rumbo-deslizantes de 2do. y 3er. Orden, de manera que las relaciones cinemática entre elementos antitéticos y sintéticos asociados al sistema de fallas de El Pilar, dispuestos en échelon, pudo haber causado la individualización y rotación horaria de pequeños bloques del nivel estructural superior, lo que eficientemente explicaría la variación de orientación de algunas de las líneas de cresta así como el paralelismo existente entre las estribaciones, especialmente hacia la región oriental de Paria. La orientación de estos elementos estructurales en dirección NNO-SSE, y su dinámica aparente, refleja un control asociado al sistema de fallas Los Bajos, cuya zona de desplazamiento quizás influencia también la disposición estructural al este del valle el río Grande.

En ambos flancos de la cordillera ígneo-metamórfica, evidencias suficientes permiten postular la existencia de un régimen de deformación transtensivo, quizás con características de colapso orogénico, sobreimpuesto a estructuras de corrimiento que reflejan condiciones transpresivas antecedentes. Consistentes con este campo tensional post-orogénico se tienen:

1. Evidencias geomorfológicas obtenidas en el área de estudios al evaluar los modelos digitales del relieve (Anexo III); siendo así definida una zona de fallas de componente normal-dextral que afecta el sector al este del valle de río Grande prolongándose hasta el sector oriental.
2. Reportes de estructuras gravitacionales que afectan las unidades litodémicas septentrionales (f. de Cangua, zona de brecha de cabo Tres Puntas), (MÉNDEZ 1965, MOLINA 1966, NAVARRO 1966, WEHRMANN 1966, DELFÍN 1968, entre otros);
3. Evidencias de campo que demuestran que los sobrecrecimientos post-orogénicos de los ejes C de cuarzos son indicativos de la existencia de deformación oblicua con una importante componente gravitacional activa a lo largo de la zona oriental de Paria (CRUZ 2004, 2005);
4. Las características tensionales definidas en la zona de fallas El Pilar (f. de Casanay) al sur de Paria (YSACCSIS 1997, entre otros).
5. El comportamiento reciente de las fallas que limitan el orógeno, tales como El Pilar (hacia el golfo de Paria), Arima y de North Coast en Trinidad encuentra una explicación convincente en el proceso postulado. Al sur de Paria, la falla El Pilar define el límite norte de la cuenca tensional oblicua del golfo de Paria (BABB 1993, LINCH & RAMBARAN 1996), y más al este, hacia Trinidad, pasa a representar un sistema menor de tipo transtensivo, con un desplazamiento no mayor a 15 km (ALGAR & PINDELL 1993).

FLINCH & RAMBARAN (1996) interpretan el complejo conjunto de cuencas extensionales ubicadas aledañas al cinturón de plegamiento y deformación de Venezuela Oriental, en el golfo de Paria, es consecuencia de un colapso extensional que afecta la región desde el Neógeno Tardío y consideran que la compresión Pleistoceno Tardío-Holocena conduce a una inversión menor que afecta lo límites del dominio estructural. En el Apéndice VI se presentan los datos estructurales promedio obtenidos por los tesis UCV en el área de estudio, su evaluación detenida puede, a través de un análisis geoestadístico, aclarar algunas de las complejas relaciones estructurales discutidas en esta sección.

La falla que de río Grande y el segmento Guaraunos de la falla El Pilar, entre otras fallas de actual componente principal gravitacional asociadas, corresponden a estructuras asociadas a una difusa zona de transferencia del régimen transtensivo hacia el sistema Los Bajos - El Soldado. La explicación de este proceso en el marco compresivo oblicuo es compleja y escapa a los objetivos de este trabajo el establecer sus causas, el particionamiento de esfuerzos compresivos a lo largo de estas estructuras y la migración del límite de subducción oriental, en los términos discutidos por YSACCSIS (1997), pueden ser explorados como hipótesis de trabajo en el marco de estudios que evalúen los anteriores planteamientos.

5.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE PARIA

5.3.1 Mesozoico

Tras los múltiples periodos orogénicos que resultaron en la amalgamación de Pangea durante el Paleozoico el norte de Suramérica experimenta distensión regional en lo que se conoce como la etapa de los desgarramientos tardihercínicos, que produjeron en el límite Paleozoico-Mesozoico, la individualización de cuencas graben subalineadas con el grano estructural del orógeno Godwananide (UCHUPI & EMERY 1990). Hacia finales del Jurásico medio (Tithoniese) el NO de Suramérica experimentaba la fase final de la etapa juvenil de evolución de márgenes divergentes, durante esta fase las cuencas intrarift y otras partes de los terrenos Paleozoicos suturados durante la fase orogénica Herciniana son modificadas pasando a ser un complejo sistema multidireccional de altos y bajos estructurales, cuando tal proceso continua sin interrupción se esperarí que en un lapso cercano a los 50 Ma ocurra el emplazamiento de piso oceánico.

En el Jurásico tardío las cuencas simples de colapso orogénico se modifican a sistemas complejos de graben, concurrentemente al levantamiento de pilares tectónicos (*horst*) ocurría la erosión de segmentos de terrenos Paleozoicos que fueron cubiertos por potentes depósitos continentales, entre ellos probablemente el protolito de la meta-secuencia Macuro-Toletico, coeval al del Esquisto de Las Brisas. Eventos de haloquinesis asociados a la apertura del Atlántico soportan la existencia de un margen marino post-Tithoniese al NE de Suramérica, evidencias de estos eventos se preservan en la región de Paria en las meta-secuencias yesíferas de Cariaquito.

En la secuencia constituida por las rocas de Tunapui-Macuro dominada por cuarcita y esquisto clorítico-micáceo, se presentan depósitos conglomeráticos polimícticos intercalados, lo que permite inferir que ocasionalmente los pilares y parte de las rocas arrecífales suprayacentes y envolventes estuvieron expuestos como consecuencia de caídas del nivel relativo del mar. PICARD (1966) y WEHRMANN (1966) en las cercanías del caserío de Bohordal estudian metaconglomerados líticos intercalados a los esquistos de Macuro, donde el carácter polimíctico es reportado a través de la ocurrencia de cantos y guijarros rodados de lo que fueron cuarcitas arcósicas, calizas y rocas ígneas acidas, los autores enfatizan en la presencia de dravita, una variedad de turmalina cuya proveniencia probable es una roca pegmatítica, asociada a cuarzo recristalizado, también mencionan la presencia de elbaita.

La dinámica de los sistemas graben Jurásicos implica que concurrente con un levantamiento del pilar ocurra erosión de segmentos de terreno Paleozoico y probablemente la cubierta Jurásica suprayacente, en tal sentido dentro de las cuencas individualizadas para esta época, los fragmentos de roca ígneas acidas y de clastos con presencia de turmalina asociada a cuarzo reportados pueden probablemente representar pegmatitas miarolíticas que ocurrían en el pilar tectónico granítico, este al ser erosionado, genero partículas de tamaños variables, pero principalmente guijarros graníticos que junto con fragmentos de las calizas arrecífales fabricadas en torno al pilar en una plataforma restringida, fueron erosionadas y transportadas durante un evento depositacional catastrófico (posiblemente producto de un control tectónico), como lo indica con poca selección ($S_o = 1,29 - 1,83$) y el carácter angular de las partículas que fueron depositadas posiblemente en lóbulos submarinos relativamente próximos a la fuente, estos lóbulos de continuidad lateral relativamente corta se interdigitan hacia la parte superior de

Macuro que se caracteriza por su carácter pelítico-arenáceo, con aportes arcósicos (PICARD 1966: 42).

Los ambientes depositacionales interpretados para las rocas que conforman la secuencia son marinos propios de una cuenca de margen de cratón que varió entre condiciones pelágicas hemipelágicas, como resultado de oscilaciones de tercer orden del nivel relativo del mar, oscilaciones de rango superior generaron eventuales ambientes de circulación restringida, favorables para la preservación de materia orgánica bajo ambientes propios de complejos perimareales con condiciones penesalinas parcialmente reductoras que favorecieron el desarrollo de dolomitas interestratificadas y de evaporitas. Hacia la parte superior se evidencia un aumento diferencial del espacio de acomodación coeval a un posible levantamiento próximal que generó la sedimentación de conglomerados líticos intercalados a lutitas, a veces orgánicas. Al alcanzarse condiciones propicias, se inicia nuevamente la depositación carbonática en una plataforma con influencias siliciclásticas, posteriormente el aporte de terrígenos disminuye, formándose la Caliza de Yaguaraparo. En el área del golfo de Paria (BABB, 1997: p. 48 y referencias internas) a partir de datos del subsuelo y evaluaciones de afloramientos propone que la secuencia es generada en una extensiva megaplataforma dominada por sedimentación carbonato-evaporítica desarrollada en aguas someras que se prolongaron hasta el Valanginiense.

Según PINDELL & KENNAN (2001) para el Cretácico Temprano cambia la dirección de expansión del océano Atlántico, la rotación y desplazamiento del Bloque de Yucatán afecta el flujo mantelar y disminuye la expansión hacia el Golfo de México, incrementando el flujo de calor hacia el Proto-Caribe. Coevalmente un complejo de subducción con vergencia hacia el este se extendía desde México hasta Ecuador como resultado de la subducción de la placa Farallón por debajo de Norte y Suramérica, hacia la actual posición de Los Andes el proceso de expansión retroarco genera una dorsal (PINDELL & KENNAN 2001 y referencias internas). En el Valanginiense la distensión llega a producir el emplazamiento de corteza oceánica entre algunos de los fragmentos continentales divergentes al ONO de Suramérica la dorsal desarrollada se conecta con la dorsal pre-existente en el retroarco Andino, se desarrollan así los elementos del margen pasivo del Proto-Caribe que se prolonga al menos hasta el Maestrichtiense (VILLAMIL & PINDEL 1998).

Datos termogeocronológicos, así como el cierre de la cuenca retroarco de los Andes, sugieren un revés en la polaridad de la subducción que ocurre en el Aptiense, siendo este evento hemisférico coincidente con una aceleración documentada de la tasa de expansión del Atlántico

(PINDELL & KENNAN 2001) El establecimiento del nuevo complejo de subducción con vergencia al oeste ocurrió antes del Cenomaniense y es responsable de la generación de la mayoría de las suites de rocas de alta P/T existentes en el norte de Venezuela y otras áreas de la región del Caribe (PINDELL & KENNAN 2001). El desarrollo de condiciones de compresión generalizada, en asociación a la profundidad de soterramiento alcanzada, dan lugar condiciones de neogénesis mineral en la facies del esquisto verde. Este metamorfismo afecta la secuencia depositacional Jurásica-Cretácica; se produce de esta manera en las rocas una esquistosidad paralela y otra secante al plano axial de los pliegues (CAMPOS 1981, AVÉ LALLEMANT 1997), lo que conduce a la fabrica penetrativa que caracteriza esta meta-secuencia.

Mientras tanto, hacia el sur la subducción andina proseguía, para entonces una placa Caribe, individualizada de Farallón, estaba siendo engrosada a profundidades mantelares, quizás por puntos calientes ahora extintos, distintos al punto caliente de Galápagos, pues un origen Pacífico de la placa Caribe y un engrosamiento asociado a Galápagos es descartado en base a datos cinemáticos (PINDELL & KENNAN 2001). La placa engrosada hacia el norte se desplazaba de manera relativa a Norteamérica hacia el NE, en el proceso, hacía cabalgar en Colombia terrenos oceánicos y continentales, dando lugar al desarrollo de los terrenos metamórficos de alta P/T ahora presentes en Paria y en Margarita.

Las unidades en la costa norte se encuentran disectadas frecuentemente por corrimientos, lo cual da lugar a un arreglo tectónico imbricado que genera en parte de la costa norte afloramientos del nivel estructural inferior; representado localmente en el área de estudio en un melange de esquisto glaucofánico, peridotita, metagabro que se imbrican con metapelitas, constituyen estas rocas un dominio tectónico alóctono (SPEED & SMITH- HOROWITZ 1998). De acuerdo a factores implícitos en los modelos geodinámicos que explican la disposición imbricada de terrenos aloctonos en la Cordillera de la Costa, las unidades Carúpano y Uquire tuvieron una probable génesis común cerca del depocentro de una cuenca antearco Cretácico- Paleógena (cf. SPEED & SMITH- HOROWITZ 1998, ALGAR & KENNAN 2001). La colisión y avance de la masa conformada por CLIP y el antiguo arco de islas hacia el este genera un proceso de obducción en el margen sur de dicho arco de islas, posteriormente la geodinámica entre las placas Caribe y Suramérica produce la imbricación tectónica de los depósitos de esta cuenca y de parte de la corteza oceánica sobre el margen continental, poniendo en contacto bajo límites difusos a lo largo de la Cordillera de la Costa dos dominios tectónicos.

5.3.2 Cenozoico

Las características evolutivas del margen norte de Suramérica a partir de finales del Cretácico no son muy claras. Hacia el Paleógeno la subducción de una parte del Proto-Caribe por debajo del margen pasivo da lugar al levantamiento periférico de la Serranía del Interior Oriental, generado una fuente de sedimentos orogénicos asociada a los depósitos existentes en el norte en Trinidad. ALGAR (1993) a partir de análisis en detalle en la Northern Range de Trinidad, combinados con análisis de facies sedimentarias, datación en huellas de fisión y análisis estratigráficos, estructurales y tectónicos regionales considera que las secuencias estratigráficas de margen pasivo de Trinidad fueron deformadas entre el Eoceno y el Oligoceno, más no en el Cretácico.

ALGAR (1993) identifica cuatro fases de deformación que afectan el norte de Trinidad, siendo todas post-Maastrichtiense. La primera fase de deformación implica procesos de depositación gravitacionales, los deslizamientos son inducidos por incremento de la pendiente del talud como consecuencia de la migración del depocentro antepaís y el levantamiento flexural asociado al desplazamiento hacia el este de la Placa Caribe. La historia evolutiva Cenozoica del margen de Venezuela continua con una convergencia oblicua dextral con colisión diacrónica hacia el este del arco, de manera que los elementos constituyentes del antepaís migraron desde el oeste hacia el este manteniéndose en un estado estacionario. Para el Mioceno el desarrollo tectónico del Oligoceno se mantiene, el máximo pico de colisión se sitúa ahora hacia el este de la cuenca de Maturín. La deformación transpresiva tuvo su paroxismo hacia el Mioceno Medio con un plegamiento y corrimientos tipo antepaís orientados en dirección este-oeste. Dicho evento es sinmetamórfico (SPEED *et al.* 1997) y pudo generar el metamorfismo de bajo grado que afecta una hipotética Güinimita Paleógena (AIV.4). La estructura imbricada asociada a la aproximación del frente de deformación del Caribe, da lugar a reacomodos mantelares, son generadas por subsidencia flexural cuencas post-acrecionales elongadas que serian rellenadas diacrónicamente por depósitos flysch, actualmente aflorantes desde Carúpano hasta Trinidad.

En el este de Venezuela hacia el Mioceno Medio la convergencia entre Caribe y Suramérica es acomodada por el sobrecorrimiento del espesor de la cuña de acreción conformada por terrenos Caribe y otros de proveniencia continental. La Península de Paria y la Northern Range

de Trinidad son cabalgadas por el prisma acrecional del Caribe, el espesor de la cuña acrecional y la yuxtaposición del terreno aloctóno durante el Cenozoico medio genera un metamorfismo regional con neogénesis mineral en la facies del esquisto verde, lo cual es soportado por evaluaciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y Rb/Sr en micas metamórficas del Gneis del Dragón y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la biotita plutónica del Gneis El Mango (SPEED *et al.* 1997). SPEED *et al.* (1997) señala que metamorfismo y deformación de los granitos es por protomilonitización y ocurre de manera sinmetamórfica a los eventos deformacionales responsables del desarrollo de la fábrica del esquisto verde en las rocas envolventes.

Señalan YSACCIS (1997) e YSACCIS & AUDEMARD (2000) que los sistema de fallas principales del norte de Venezuela son Neógenos, siendo generados por un particionamiento de esfuerzos a lo largo de fallas rumbo-deslizantes, que al norte definen un dominio transtensivo y al sur un dominio predominantemente transpresivo responsable del desarrollo de una tectónica de despegues en la Serranía del Interior. El avance del frente de deformación hacia el sur y el desarrollo de fallamientos rumbo-deslizantes pueden estar relacionados a través de la incapacidad del cinturón metamórfico para seguir acumulando tensiones, esté en Paria occidental, probablemente en el límite Mio-Plioceno, ya había alcanzado condiciones de sutura (SPEED 1985), pasando las discontinuidades a acomodar los esfuerzos oblicuos tangencialmente. Variaciones en el vector de movimiento relativo de Caribe con respecto a Suramérica dan lugar al desarrollo de eventuales condiciones transtensivas, así la napa correspondiente al margen pasivo Jurásico-Cretácico, durante la evolución del orógeno experimenta ajustes por transpresión y transtensión, generando sistemas de diaclasas tensionales sobreimpuestos a diaclasas de cizalla (A.VI), y estudiadas por CRUZ 2005 en Paria oriental.

CRUZ (2004, 2005) propone que la litosfera oceánica del Caribe actúa como un indenter que deforma la corteza continental Suramericana (Fig. 5.30), generando una cuña orogénica de doble lado (doubly-sided orogenic wedges). La carga isostática producida por el espesor de corteza transicional acretada y los procesos de compensación mantelar dan lugar al levantamiento y erosión pronunciada de las terrenos sobrecorridos en la parte occidental de Paria, que por el carácter diacrónico de la interacción entre los terrenos Caribe y Suramérica Continental han generado una deformación intensa y una sutura progresiva de terrenos para-autóctonos a largo de la falla El Pilar (SPEED 1985). Este proceso lleva implícito un cierre diacrónico de las cuencas oceánicas remantes, de manera que los depósitos molásicos, flysch y deltáicos que ocurren a

partir del Mioceno en estas cuencas son subsecuentemente incorporados al sur orógeno en los términos discutidos por INGERSOLL (1988: Figs. 8 y 9). Los depósitos Terciarios son levantados diacrónicamente, los más antiguos ya deformados ocurren en el área occidental (Lechozal (?), Los Arroyos); en el área oriental, las unidades formacionales Cuaternarias (Güiria, Mesa) no muestran deformación, mientras que explayamientos al piedemonte y ambientes transicionales muy dinámicos caracterizan la sedimentación reciente, la cual ocurre en un estado estacionario afectado por pulsos tectónicos que afectan el espacio de acomodación y el tipo de sedimentación.

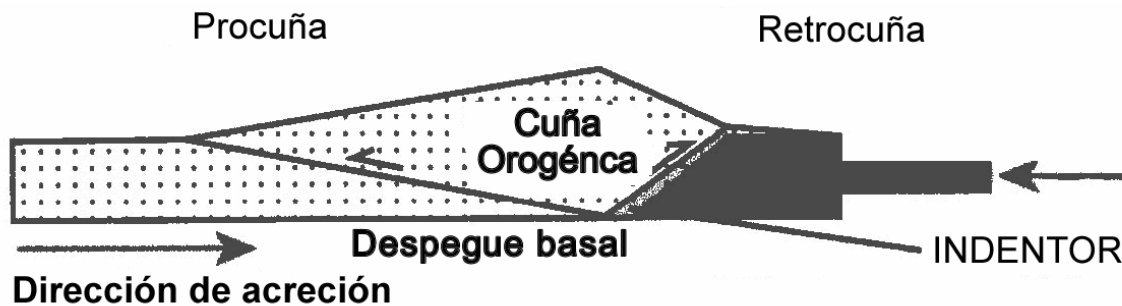


Figura. 5.30. Esquema del modelo de indentación, se muestran elementos morfológicos en un orógeno de doble vergencia. Adaptado de CRUZ (2005).

La alineación oblicua de las geoformas resulta de la combinación de acuñaamiento y expulsión de material hacia arriba, la tasa de exhumación se incrementa hacia el norte, y las edades de deformación obtenidas a través de huellas de fisión en apatito y en circón presentan valores que van de 29 Ma al sur a 4 Ma en el norte, lo que se interpreta como un diacronismo del proceso de exhumación y deformación (CRUZ 2003, 2005). La topografía de la Península de Paria y su actual patrón de precipitación son ambos asimétricos, la evolución de la exhumación, deformación, topografía, erosión y patrones de precipitación de la cuña transpresiva es controlada de manera importante por la oblicuidad de la compresión y de la erosión (CRUZ 2003, 2005; Figura 5.31).

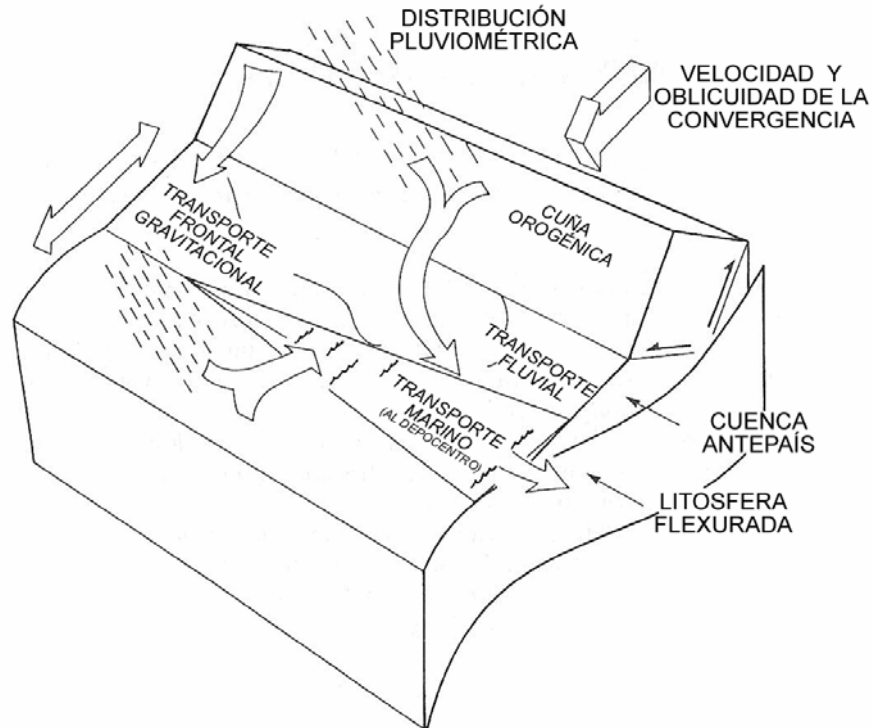


Figura 5.31. Factores que determinan la cinemática, disposición y los procesos superficiales que modelan un orógeno compresional y la depositación en la cuenca asociada al mismo. El transporte de masas en el ambiente continental ocurre en rangos cortos (gravitacional) y largos (fluvial). La redistribución de material en el ambiente marino es por difusión lineal. Las cargas tectónicas y sedimentarias son compensadas en una litosfera elástica. Adaptado y modificado de: JOHNSON & BEUMONT (1995).

El área de estudio es una zona cuyo modelado reciente ocurre bajo un régimen fitostático en un sistema tropical lluvioso, que genera un prolífico bosque tropical que cubre la mayor parte de la envolvente topográfica de Paria. No obstante, fenómenos erosivos particulares, caracterizados por flujos de alta densidad, generadores de importantes espesores de sedimentos molásicos en el piedemonte, distribuidos en explayamientos terminales post-Pliocenos, permanecen como evidencia indicativa de un periodo de geodinámica superficial muy activa relativamente reciente y posiblemente bajo un régimen morfoclimático diferente.

CAPÍTULO VI

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La topografía en el área de estudio esta condicionada por un patrón de altos y bajos estructurales cuyas formas y direcciones se presentan orientadas según lineamientos existentes. Las señales geomorfológicas evidencian el dominio del factor estructural sobre el conjunto de formas del relieve, cuyas características reflejan el estilo morfoestructural de régimen de deformación rumbo-deslizante con zona principal de desplazamiento orientada este-oeste, las características de la colisión oblicua entre la placa Caribe y el norte de Suramérica definen un margen rumbo-deslizante predominantemente transpresivo, lo que da lugar a un levantamiento paralelo al margen, lo que resulta en una cuña orogénica de doble vergencia, el orógeno resultante está asimétricamente erosionado, dando lugar a un declive mayor de la ladera norte. Hacia el sector oriental de Paria, se presentan bloques corticales tectónicamente individualizados, que son desplazados por fallas gravitacionales dextrales, quizás asociadas al Sistema Los Bajos.

Estructuralmente, se reconocen dos dominios morfoestructurales, limitados por el valle de río Grande, en el sector occidental, los cuales están afectados por una deformación transpresiva, asociada al desplazamiento dextral de la falla El Pilar. Un régimen transtensivo sobreimpuesto, genera fallamientos normales que afecta las imbricadas unidades tectono-estratigráficas de Paria, dando lugar a un complicado arreglo estructural, tal que en el sistema de fallas de Yaguaraparo una discontinuidad este-oeste pre-existente, reactivada por el desplazamiento relativamente reciente de las fallas NNO-SSE, antiguas antitéticas de El Pilar, la inversión del sentido de desplazamiento de dichas fallas es consecuencia de la transferencia de desplazamiento principal desde la falla El Pilar, hacia la falla Los Bajos que acumula un desplazamiento dextral estimado en poco más de 10 km.

Al este de Río Grande, en el oriente de la península, se presenta una discrepancia entre los datos del buzamiento de la foliación reportados por los tesisistas 1964-1968 y por CRUZ (2005), los cual se debe posiblemente a que los primeros realizaron mediciones de micropliegues del limbo sur de un antiformal volcado hacia el norte, mientras que el estudio más reciente considera sólo el rumbo general de la foliación. Sin embargo, estas conclusiones son interpretadas por los suscritos, por lo que se recomienda una verificación puntual de los datos mencionados.

Se realizó la redefinición de los límites y las edades para la unidad Uquire. Esta unidad era anteriormente considerada, sobre la base de criterios estratigráficos no validos, la base de la secuencia metamórfica de Macuro-Tunapui con la cual guardaba según los autores evaluados una relación transicional poco sustentada. El Esquisto de Uquire es considerado por los suscritos como una unidad que yace en contacto tectónico sobre la citada metasecuencia clorítica, cuyas rocas fueron depositadas entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano. De tal manera, la edad del Esquisto de Uquire es post-Cretácico temprano, la unidad es correlacionable con el Esquisto de Carúpano en el área occidental de Paria y en Araya y con el Esquisto de Las Mercedes, en la región de Caracas; la meta-secuencia Macuro-Tunapui ha sido tradicionalmente correlacionada con el Esquisto de Las Brisas (CHRISTENSEN 1961).

En las secuencias metamórficas que afloran en la región de Paria se presentan asociaciones mineralógicas en la facies del esquisto verde, siendo mayor el grado alcanzado hacia el norte, donde asociaciones mineralógicas en la subfacie de la biotita son reportadas; mientras que en el resto de las unidades litodémicas se mantiene en la subfacies de la clorita. Las rocas del para- autóctono fueron afectadas por un evento metamórfico, posiblemente Cenozoico; mientras que dos eventos metamórficos pueden ser reconocidos en las rocas que conforman el alóctono, uno retrogradante con desarrollo de facies de alta P/T y uno posterior que reequilibra tempranamente desarrollados a condiciones del esquisto verde. Ambos dominios tectónicos presentan una historia deformacional polifásica con eventos desarrollados tanto en régimen dúctil como en régimen frágil.

La primera fase de deformación sinmetamórfica afecta las rocas alóctonas aflorantes en la costa norte, esta fase se desarrolla en una zona de subducción Mesozoica que existiera al ONO de Suramérica. La subducción tenía una vergencia al OSO y se desarrolla tras un cambio en la polaridad de subducción que ocurriera en el Cretácico temprano como producto del paroxismo de apertura del Atlántico. Las condiciones retrogradantes típicas de este marco tectónico dan lugar a un metamorfismo regional que se desarrollo en la cuña de acreción; en las partes profundas de esta cuña, rocas expuestas a altas presiones alcanzaron la facie del esquisto azul.

La colisión post-Maastrichtiense de la Placa Caribe con el NO de Suramérica genera un proceso de obducción, exhumación y posterior fragmentación y traslación de rocas de un nivel estructural inferior, incluyendo rocas básicas, ultrabásicas y rocas afectadas por metamorfismo de alta presión, estas serían trasladadas por un frente de acreción diacrónico desarrollado como

consecuencia del desplazamiento relativo de la placa Caribe hacia el este. El espesor de la cuña de acreción y el emplazamiento de terrenos alóctonos sobre las secuencias de margen pasivo genera un segundo evento metamórfico, el cual está definido con base en edades radiométricas de micas metamórficas de cuerpos graníticos pre-Mesozoicos aflorantes en Paria, este evento genera que las fases mineralógicas de rocas alóctonas tempranamente desarrolladas en la facie del esquisto azul se reequilibren ante las condiciones del esquisto verde alcanzadas durante el Cenozoico Medio. En el área de Paria estas rocas reequilibradas están representadas en un melange tectónico que aflora en el sector de Cabo Tres Puntas, asociadas a metaperidotita, serpentinita, metalava y megabro, todo el conjunto está agrupado en la unidad denominada en este trabajo Metaígneas de El Copey.

Producto del proceso de acreción, cuencas antepaís periféricas diacrónicamente migrantes al este se desarrollaron en el margen de las placas interactuantes. Estas cuencas recibieron depósitos flysch y molásicos, con el avance del frente de deformación dichos depósitos fueron acretados conjuntamente con el cinturón ígneo metamórfico. Las unidades Lechozal y Los Arroyos representan evidencias de este proceso. Existe la posibilidad de que las rocas pertenecientes a la unidad Metasedimentarias de Güinimita también representen una fase temprana de los sistemas depositacionales de margen activo mencionados, y que el proceso de acreción haya generado un soterramiento profundo, permitiendo el desarrollo de un metamorfismo de bajo grado que no afecta las estructuras sedimentarias o destruye completamente las asociaciones fósiles de los cuerpos de caliza embebidos en meta-arenisca y meta-conglomerado. No obstante a falta de pruebas paleontológicas o de proveniencia que justifiquen esta propuesta nos acogemos al origen actualmente aceptado para la unidad, el cual es un proceso depositacional Cretácico al pie del talud de la plataforma carbonato-siliciclástica conformada por el Grupo Sucre, en tal sentido análisis capaces de dilucidar este origen son recomendables.

El protolito de Güinimita, independientemente de su origen, es cabalgado por el aloctóno Caribe y el para-autoctono continental, dando lugar al metamorfismo de todo el conjunto durante el Mioceno (SPEED *et al.* 1997), por lo que sufren un metamorfismo regional de bajo grado en la zona de la clorita. Finalmente durante el Plioceno las metasedimentarias pasan a ser exhumadas, conjuntamente con la parte superior, correspondiente a la secuencia flysch no metamorfizada (Los Arroyos). En la metasecuencia tras el proceso erosivo prevalece de manera diferencial ciertos tipos de esquisto, alguna cuarcita, mármol y la caliza recristalizada, todas embebidos

dentro del meta-conglomerado que constituye la mayor parte de la unidad Güinimita, sobre la cual se depositan de manera discordante depósitos molásicos y deltaicos Cuaternarios.

Respecto a las unidades sedimentarias Cuaternarias, MACSOTAY (1968) hace referencia en los alrededores de Güiria a la presencia de una secuencia conglomerática generalmente micácea y localmente arcillosa, que define como Formación Río Salado; desde entonces nunca se ha cartografiado de manera formal, con lo cual es recomendable realizar este trabajo.

Cumpliendo con el objetivo principal de este trabajo, se realizó la integración geológica en formato digital de 33 mapas a escala 1:25.000, los cuales recogen toda la información actualizada de la geología regional. Los modelos de elevación digital y de iluminación y sombra, generados a partir de los datos topográficos, fueron coadyuvantes a la mejora de la cartografía geológica.

BIBLIOGRAFÍA

- ALGAR S.T. 1993. Structural, stratigraphic, and thermo-chronological evolution of Trinidad. *Ph.D. Thesis Dartmouth College, USA.*
- ALGAR S. T. & J. PINDELL. 1993. Plate boundary forces in the vicinity of Trinidad; the transition from transpression to transtension in the southern Caribbean Plate boundary zones. *AAPG Bull.* 77;2:302
- ALGAR S. T. & J. P. ERIKSON. 1995. Correlation of the Jurassic through Oligocene stratigraphic units of Trinidad and northeastern Venezuela. *International Geology Review* 37(4): 313 - 334
- ALVARADO A. 2005. Integración geológica de la Península de Araya, Estado Sucre UCV-G.
- AUDEMARD F. A. M., M.N. MACHETTE, J. W. COX, R. L. DART, & K. M. HALLER 2000. Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions. USGS *Open-File Report 00-018.*
- AUDEMARD F. A . 2002 Aludes torrenciales en los sistemas montañosos de Venezuela: ¿imprevisibles?. *Geos* (Caracas) 35. UCV,
- AUDEMARD F. A . 2003. Multiple trench investigation on the El Pilar Fault across the surface
- BABB S. & P. MANN. 1995. *Style of late Neogene tectonics in Trinidad revealed through integration of seismic reflection and well data.* Geological Society of America. 27(6): 228.
- AVÉ-LALLEMANT, H. 1997. Transpression, displacement partitioning and exhumation in the eastern Caribbean/South American plate boundary zone. *Tectonics*, 16 (2): 272-289.
- BABB S., P. MANN & R. BUFFLER. 1996. Three stage slope reversal in northern and central Trinidad and its effect on megasequences in Cretaceous Cenozoic basins. *AAPG Bull.* 80(8): 1271.
- BABB S. 1997. Tectonics and sedimentation of the Gulf of Paria and Northern Trinidad *Ph.D Thesis University of Texas at Austin USA.* 200 p.
- BABB S. & P. MANN. 1999. *Structural and sedimentary development of a Neogene transpressional plate boundary between the Caribbean and South American plates in Trinidad and the Gulf of Paria.* Sedimentary Basins of the World. 4; Elsevier. Amsterdam. 495 - 557.
- BALLY A.W., J. DI CROCE, R. YSACCIS & E. HUNG. 1995. The structural evolution of the East Venezuela transpressional orogen and its sedimentary basins. *Geological Society of America.* 27(6): 154.

- BAUMBACH M., H. GROSSER., G. TORRES, J. L. ROJAS, M. SOBIESIAK & W. WELLE. 2004. Aftershock pattern of the July 9, 1997 Mw = 6.9 Cariaco earthquake in northeastern Venezuela. *Tectonophysics*. 379 (1 – 4): 1 - 23.
- BELFORT C. 1965. *Geología de Campo III de una zona ubicada en la parte centro-oriental de la Península de Paria-Estado Sucre*. UCV-G.
- BELTRAN C. & GIRALDO C. (1989) Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. *VII Congreso Geológico Venezolano Memorias III*: 999-1022
- BELTRAN C., A. SINGER & J. A. RODRÍGUEZ. 1996. Evidencias neotectónicas de movimiento transcurrente dextral de la Falla de El Pilar, nororiente Venezolano. *AAPG Bull.* 80 (8):1273 - 1274.
- BETORET C. 1968. *Informe geológico sobre la revisión de una zona situada en la Península de Paria, Distrito Arismendi, Estado Sucre*. UCV-G.
- BIZOT M. 1985. Estudio de actividad microsismica en la Serrania de Paria, Venezuela nororiental. *Transactions of the Latin American Geological Conference*. 4: 850.
- BLADIER, Y. 1977. Rocas verdes de la Región de Carúpano, Venezuela, planos de despeque de corrimientos. *Bol. Geodinámica*, Caracas, 1: 35-49.
- BRAVO D., R. BENITEZ & O. MACSOTAY. 1985. Relaciones entre las variaciones temporales del campo de gravedad y la neotectónica en la zona oriental de Venezuela. *Memoria Congreso Geológico Venezolano*. 6: 4954-4968.
- BRAVO H. 1964. *Estudio geológico de una zona de la Península de Paria-Estado Sucre*. UCV-G.
- BUJOSA O. 1964. *Estudio geológico de una zona situada en la parte oriental de la Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.
- CAMPOS V. 1965. *Geología de Campo III de una zona ubicada en la parte centro-oriental de la Península de Paria-Estado Sucre*. UCV-G.
- CAMPOS V. 1981. *Une transversale de la chaîne Caribe et de la marge vénézuélienne, dans le secteur de Carupano (Vénézuéla orientale) : Structure géologique et évolution géodinamique*. Univ. Bretagne Occidentale, Brest. Tesis Doctoral. Inédito. 160 p.
- CALDERÓN H. 1964. *Informe geológico sobre un área de la Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.
- CARTAYA, R. 1965. *Estudio geológico de una región al norte de Guiria, Península de Paria, Estado Sucre*. . UCV-G.

- CASTILLO, M. 1965. *Estudio geológico de una zona situada en la Península de Paria- Distrito Arismendi- Estado Sucre*. UCV-G.
- CHIQUITO F. 1964. *Estudio geológico de una región al este de Guiria, Península de Paria - Estado Sucre*. Universidad Central de Venezuela. UCV-G.
- CHIRINOS J. 1965. *Informe geológico de una zona en la región de la Península de Paria, Distrito Mariño, Estado Sucre*. UCV-G.
- CHRISTENSEN R. M. 1961. Geology of the Paria - Araya Peninsula, northeastern Venezuela. *University of Nebraska*. 158 p.
- CRISAFI A. 1991. *Geología del área de Cusma- El Rincón, Sur de Carúpano, Estado Sucre*. Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. UCV-G
- CRUZ L., TEYSSIER C., WEBER J. 2001 Structural styles along obliquely convergent orogens, the eastern Caribbean-South America plate boundary. *Abstracts with Programs Geological Society of America* 33 (6): 8
- CRUZ L., TEYSSIER C. & FAYON A. 2003. Exhumation and deformation in the Venezuelan Paria Peninsula, SE Caribbean South American Plate boundary. *Geological Society of America* 35 (6): 548.
- CRUZ L. 2004. Structural, Thermochronological, Topographic, and Precipitation data of the Transpressional Orogen of the Venezuelan Paria Peninsula, SE Caribbean-South. 2004 AGU *Fall Meeting*.
- CRUZ L. 2005. Exhumation, deformation, and thermochronology of experimental orogenic wedges and natural transpressional orogens: Venezuelan Paria Peninsula *Ph.D. Thesis University of Minnesota USA*.
- DANIELO A. 1974. *Estudio geomorfológico del Sistema Montañoso Nororiental. Zonas 7 y 8*. COPLANARH. Caracas. 139 p.
- DE GUERRA C., S. CRESPO DE CABRERA, N. DI GIANNI, H. SANCHEZ & D. FUNES. 1998. Eustatic and tectonic cycles during the Tertiary of Eastern Venezuela and their relationship to the distribution of hydrocarbon reservoirs. *AAPG Bull.* 82 (10): 1920
- DELFIN L. 1968. *Informe geológico sobre la revisión de una zona situada al norte de la Península de Paria, Distrito Arismendi, Estado Sucre, Venezuela*. UCV-G.
- D' SUZE C. 1965. *Estudio geológico de una zona situada al nor-oeste de la ciudad de Guiria, Península de Paria-Estado Sucre*. UCV-G.

- DRAPER G., M. B. GORDON & G. DENGU. 1993. Metamorphic map of the Caribbean region, including Central America and northern South America. *Abstracts with Programs Geological Society of America*. 25(6):285
- ERLICH R. N & BARRET S.F. Cenozoic plate tectonic history of the Northern Venezuela-Trinidad area. *Tectonics* 9 (1): 161-184.
- FERRILL D. A., D. W SIMS, J. C. WEBER & A. MORRIS. 2002. Analog modeling applied to the Gulf of Paria pull apart basin. *Program and Abstracts of Papers Caribbean Geological Conference*. 16: 83. 2002.
- FIERRO F. 1967. *Aportes al conocimiento geológico de la Península de Paria - Estado Sucre, zona sur*. Universidad Central de Venezuela. UCV-G.
- FIGUEIRA L. 1968. *Secciones N-S a lo largo de los ríos Maraval-Puerto La Cruz y la Horqueta, Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.
- FLINCH J. F.& V. RAMBARAN. 1996. Neogene extensional tectonics of the Gulf of Paria (Eastern Venezuela western Trinidad). *AAPG Bull.* 80 (8): 1290
- FOLAND K. A., R. C. SPEED & J. WEBER. 1992. Geochronological studies of the hinterland of the Caribbean mountains orogen of Venezuela and Trinidad. *Abstracts with Programs, Geol. Soc. American*. 24 (7): A148.
- GALLARDO C. 1985. *Estructuras de la Serranía de Paria en relación con la sismotectónica del borde suroriental del Caribe*. Transactions of the Latin American Geological Conference. 4: 851-865
- GAMBOA F. 1964. *Estudio geológico de una zona en la Península de Paria*. Universidad Central de Venezuela, Distritos Arismendi y Valdez - Estado Sucre. UCV-G.
- GIRAL C. 1976. Reconocimiento geológico en el área de Cusma - El Pilar. UCV-G.
- GARCÍA L. 1964. *Informe geológico de una zona en la región de la Península de Paria, Distrito Valdez y Arismendi- Estado Sucre*. UCV-G.
- GARRITY, C., P. HACKLEY & F. URBANI. 2004. Digital Shaded-Relief Map of Venezuela. *U.S. Geological Survey, Open File Report 2004-1322*. (<http://pubs.usgs.gov/of/2004/1322>)
- GIUNTA G., L. BECCALUVA, M. COLTORTI, F. SIENA & C.VACCARO 2002. The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution. *Lithos* 63 (2002) 19– 40.

- GLAENTZLIN, R. 1964. *Estudio geológico de una región de la Península de Paria cerca del pueblo de Macuro, Distrito Arismendi y Valdez-Estado Sucre.* . UCV-G.
- GONZÁLEZ C. 1964. *Estudio geológico de una zona en la región de la Península de Paria, Distrito Arismendi, Estado Sucre.* UCV-G.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., N. MUÑOZ & M. VIGNALI. 1968. Reconocimiento geológico de la Península de Paria, Venezuela. *Congreso Geológico Venezolano IV*, Memoria, Vol. 1: 1559 - 1588.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., J. MUÑOZ & G. NICOLAS. 1968. Rocas ultramáficas en la Península de Paria, Venezuela. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo.* 11(2): 29-43.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., J. MUÑOZ & C. M. VIGNALI. 1965. On the geology of eastern Paria (Venezuela). *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo.* 8 (3): 79 p.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., J. MUÑOZ & C. M. VIGNALI. 1968. On the geology of eastern Paria (Venezuela) .*Transactions of the Caribbean Geological Conference:* 25-29
- GONZÁLEZ DE JUANA C., J. MUÑOZ & C. M. VIGNALI. 1972. Reconocimiento geológico de la Península de Paria, Venezuela. Memoria IV Congreso Geológico Venezolano III *Bol. Geol. Pub. Espc.* 5, Caracas, Venezuela.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., F. SANTAMARÍA & E. NAVARRO. 1974. A few considerations on the age, origin and relations of the Dragon Gneiss, Paria Península, Venezuela. *Verbandlungen, Naturforschende Gesellschaft in Basel*, 84 (1): 153 - 163.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., F. SANTAMARÍA & E. NAVARRO. 1975. Consideraciones sobre la edad, origen y relaciones del Gneis el Dragón, Península de Paria, Venezuela. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo.* 18 (2):115-126
- GONZÁLEZ DE JUANA C., J. ITURRALADE DE AROZENA & X. PICARD. 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.* Caracas, Ed. Foninves, 2 tomos. 1021 p.
- GOODMAN E. D., L. L. SUMMA, M. RICHARDSON, P. S. KOCH, A. R. GREEN & I. O. NORTON. 1998. Structural framework of northern South America and hydrocarbon systems analysis of eastern Venezuela Basin; an integrated approach. *AAPG Bull.* 82 (10): 1918 – 1919
- GUEVARA E. 1964. *Estudio geológico de una región al noroeste de Guiria, Península de Paria, Estado Sucre.* UCV-G.

- HARDING, T.A, VIERBUCHEN, R.C & CHISTIE-BLICK, N (1985) Structural styles, plate tectonic settings and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults *in* K.T BIDDLE, & N. CHISTIE-BLICK, (Eds.) Strike-Slip Deformation, Basin formations and sedimentation, *SEPM Spec. Pub.* 37.
- HIGGS R.& PINDELL J. 2001.Cenozoic composite basin tectonics and sedimentation, Venezuela Trinidad oil province. Annual Meeting 2001 *Expanded Abstracts American Association of Petroleum Geologists*.
- HUNG E. (1997) Foredeep and thrust belt interpretation of the Maturin sub-basin, Eastern Venezuela Basin *M.A. Thesis Rice University USA*. 125 p.
- INGERSOL R. V. (1988) Tectonics of sedimentary basins. *Geol. Soc. of America Bulletin*, 100: 1704-1719
- ITURRALDE J. 1965. *Estudio petrológico realizado en la parte central de la Península de Paria Estado Sucre*. UCV-G.
- JIMÉNEZ O. 1967. *Contribución al conocimiento geológico de la Península de Paria-Estado Sucre*. Universidad Central de Venezuela. UCV-G.
- KANOUSE A. D. & R. M. RUSSO, 1998. Regional and local seismicity in the SE Caribbean and NE Venezuela. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*. 79; 17, Suppl., 333 p.
- KUGLER H.G. 1953. Jurassic to Recent sedimentary environments in Trinidad. *Bull. Ass. Suisse de Géol., et Ing. du Petrol*. 20 (59).
- KUGLER H. G. 1972. The Dragon Gneiss of Paria Peninsula (eastern Venezuela). *Transactions of the Caribbean Geological*
- KUGLER H.G., 1974. The geology of Patos Island, East Venezuela. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 67(3): 469-478
- LATTIMORE R. K., L. A. WEEKS & L.W. MORDOCK. 1971. Marine Geophysical Reconnaissance of Continental Margin North of Paria Peninsula, Venezuela. *Collected Reprints U. S. National Oceanic and Atmospheric Administration, Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratories*. 2.
- LAU W & W. RAJPAULSINGH 1976. A Structural review of Trinidad, West Indies in the light of current plate-tectonics and wrench fault theory. *Transaction of the 7th Caribbean Geological Conference*: 473-483.

- LINCH J. F., V. RAMBARAN, W. ALI, V. DE LISA, G. HERNANDEZ, K. RODRIGUES & R. SAMS. 1999. Structure of the Gulf of Paria pull apart basin (Eastern Venezuela Trinidad). *Sedimentary Basins of the World*. Elsevier. Amsterdam. 4; 477- 494
- LUZARDO M. 1964. *Zona de Puerto de Hierro, Península de Paria Estado Sucre*. UCV-G.
- MACSOTAY O., 1968. Formaciones Cenozoicas de Paria; secciones detalladas, correlaciones, paleontológica y paleoecológica, con descripción de unas especies nuevas. *Geos* (Caracas). 17: 52-99.
- MACSOTAY O., T. PERAZA & P. COTILLON. 2005. Olistostromos, olistolitos y olistones en Formaciones Sedimentarias del Cretácico y Cenozoico en Venezuela. *Simposio de Estratotipos de Venezuela, Mérida. Resumen*, p. 11.
- MALAVAR A., 1984. Notas sobre los sismos del Golfo de Paria del 11 de abril de 1983. *Universidad Central de Venezuela, Instituto de Materiales y Modelos Estructurales, Facultad de Ingeniería. Caracas, Venezuela*.
- MANN P., J. WEBER & L. J. WOOD. 2001. Tectonic framework for Trinidad and its eastern offshore area. *Annual Meeting 2001 Expanded Abstracts American Association of Petroleum Geologists*; 1-25.
- MARTINEZ A. R., 1992. Metáfora geológica de Cristóbal Colón en Paria, Venezuela. *Actas del Congreso Latinoamericano de Geología*. 8: 227-299.
- MASROUA L. 1964. *Estudio geológico-económico de la región de Puerto de Hierro, Península de Paria-Estado Sucre*. UCV-G.
- MATHEUS D. 1964. *Estudio geológico de una región de la Península de Paria Distrito Sucre y Arismendi, Estado Sucre*. . UCV-G.
- MATOS J. 1965. *Estudio geológico de una zona situada al nor-oeste de la ciudad de Guiria, Península de Paria-Estado Sucre*. UCV-G.
- MAXWELL J.C & DENG G. 1951. The Carúpano area and its relation to the tectonics of Northeastern Venezuela. *Trans. Am. Geophysical Union* 32 (2): 258-263.
- MCMAHON C. 2001. Evaluation of the effects of oblique collision between the Caribbean and South American plates using geochemistry from igneous and metamorphic bodies of northern Venezuela. Univ. Notre Dame. Tesis Doctoral. Inédito. 227 p.
- MÉNDEZ J. 1965. *Informe geológico sobre una zona situada en la Península de Paria, Distrito Arismendi, Estado Sucre*. UCV-G.

- MENDOZA V. 1965. *Informe geológico sobre una zona situada en la Península de Paria, Distritos Arismendi y Valdez- Estado Sucre*. UCV-G.
- METZ, H., 1968. Geology of the El Pilar fault zone state of Sucre, Venezuela. IV Caribbean Geol. Conf., Trinidad, 293-298.
- MOLINA C. 1966. *Estudio geológico de una zona situada en la región de la Península de Paria, Dto. Arismendi, Estado Sucre*. UCV-G.
- MORENO D. 1968. *Secciones geológicas en el río Boca de Cumaná y quebradas San Francisco-Baró, Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.
- MOTISCKA, P 1964. *Estudio geológico de una zona en la Península de Paria-Estado Sucre* . UCV-G.
- MOTISCKA, P (1987) Las intrusiones graníticas jóvenes de la Carúpano. *Bol Soc. Ven. de Geol.* 30: 17-21
- MUJICA N. 1966. *Estudio geológico de una zona situada en la región de la Península de Paria, Dto. Arismendi, Estado Sucre*. UCV-G.
- MUJICA V. 1967. *Secciones N-S a lo largo de los ríos Maraval-Puerto La Cruz y la Horqueta, Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.
- MUÑOZ B. 1967. Estudio geoquímica de la piroxenita hornbléndica de cabo Tres Puntas. *Trabajo de Ascenso UCV*.
- NARVÁEZ M. 1967. *Universidad Central de Venezuela Informe geológico de una zona situada en la Península de Paria, Distrito Arismendi, Estado Sucre*. UCV-G.
- NAVARRETE O. 1968. *Secciones geológicas en el río Boca de Cumaná y quebradas San Francisco-Baró, Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.
- NAVARRO E. 1966.; *Estudio geológico de una zona situada en la Península de Paria, Distrito Arismendi-Estado Sucre*. UCV-G.
- NAVARRO E. 1974. Appendix II. Relationship between the El Dragon Gneiss sensu stricto and the El Mango - Doña Juana Igneous - Metamorphic Association. *En: C. GONZÁLEZ DE JUANA, F. SANTAMARÍA & E. NAVARRO. 1974. A few considerations on the age, origin and relations of the Dragon Gneiss, Paria Península, Venezuela. Verhandlungen, Naturforschende Gesellschaft in Basel, 84(1): 159 - 162.*
- NEUMAN A. 1964. *Estudio geológico-económico de yacimientos de yeso y caliza en la Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.

- NEUMAN DE GAMBOA A., C. GONZÁLEZ DE JUANA. 1966. Depósitos de yeso en la Península de Paria, estado Sucre, Venezuela. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*. 9(5): 125-135.
- NOGUEIRA R. 1965. *Informe geológico sobre una zona situada en la Península de Paria, Distritos Arismendi y Valdez- Estado Sucre*. UCV-G.
- OCHOA E. 1965. *Estudio geológico de una zona ubicada en la parte occidental de la Península de Paria-Estado Sucre*. UCV-G.
- ORTEGA J. 1966. *Informe geológico sobre una zona situada en la parte occidental de la Península de Paria-Estado Sucre*. UCV-G.
- ORIHUELA N., 1989. *Modelaje matemático del proceso de ocurrencia de un tsunami en la Península de Paria*. *Revista de la Facultad de Ingeniería*. 4 (1): 5-11.
- OSTOS M. 1984. *Structural interpretation of the Tinaquillo Peridotite and its country rock, Cojedes state, Venezuela*. Rice University, USA. Tesis M. S. 135 p.
- OSTOS M. 1987a. Texturas de cizalla en la Formación Peña de Mora, Cordillera de la Costa, Venezuela. *Memorias Iras. Jornadas Investigación Ingeniería, UCV, Caracas*: 102 - 105.
- OSTOS M. 1987b. Transporte tectónico de la Formación Peña de Mora, parte central de la Cordillera de la Costa, DF. *Memorias Iras. Jornadas Investigación Ingeniería, UCV, Caracas*: 106 - 109.
- OSTOS M. 1990. *Tectonic evolution of the south - central Caribbean based on geochemical data*. *Geos (Caracas)* 30: 1 - 294. Originalmente presentada como disertación de Ph.D. en Rice University, USA.
- PAYNE N. 1991. An evaluation of Post-Middle Miocene geological sequences, offshore Trinidad and Tobago. II Geol. Conf. Of the Geol.. Soc. of Trinidad and Tobago, Port Spain 1990: 70-87.
- PEREIRA J. G. 1985. Evolución tectónica de la Cuenca de Carúpano durante el Terciario. *Congreso Geológico Venezolano* 6 (3-4): 2618-2648.
- PÉREZ DE MEJIA D. & C. TARACHE. 1985. Síntesis geológica del Golfo de Paria. *Memoria Congreso Geológico Venezolano*. 6: 3243-3277.
- PÉREZ L. 1968. *Secciones geológicas en el río Boca de Cumaná y quebradas San Francisco-Baró, Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.

- PÉREZ O. J & Y. P. AGGARWAL. 1981. Present day tectonics of the southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*. 62 (17): 324.
- PICARD X. 1966. *Estudio geológico de una zona en la Península de Paria* Universidad Central de Venezuela, Distrito Arismendi, Estado Sucre. UCV-G.
- PINDELL J. & KENNAN L. (2001) Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. *GSCSSEPM 21st Annual Research Conference: Petroleum Systems of Deep Water-Basins*: 193-220.
- PIMENTEL N. 1964. *Estudio geológico-económico de unos depósitos de calizas y de yeso en la Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.
- POTTER H. C., 1972. Comments on the geology of northwestern Trinidad in relation to the geology of Paria, Venezuela. *Transactions of the Caribbean Geological Conference*: 178 -181.
- RENZ O. 1960. Remarks on the Barquisimeto Trough. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.* 3(6): 155-160.
- ROBERTSON P. & BURKE K. 1989. Evolution of Southern Caribbean Plate Boundary, Vacinity of Trinidad & Tobago. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 73 (4): 490-509.
- RODRÍGUEZ C. 1965. *Estudio geológico de una zona de la Península de Paria, Distritos Mariño y Arismendi, Estado Sucre*. UCV-G.
- RODRÍGUEZ S. 1964. *Informe geológico sobre una zona en la Península de Paria, Distrito Arismendi y Valdez Estado Sucre*. UCV-G.
- RODRÍGUEZ S. E. 1968. Estudio sobre el metamorfismo regional en la Península de Paria, estado Sucre. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*. 11 (3): 61- 88.
- RODRÍGUEZ S. E. 1971. Algunas notas sobre la estratigrafía y el metamorfismo regional en la zona oriental de la Península de Paria, Estado Sucre. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*. 14; 12: 303-308.
- ROJAS O. 1966. *Informe geológico sobre una zona situada en la Península de Paria, Distrito Cajigal-Estado Sucre*. UCV-G.
- ROMERO P. 1966. *Estudio geológico de una zona situada en la Península de Paria, Distrito Arismendi. Estado Sucre*. UCV-G.

- RUSSO R. M., E. A. OKAL & K. C. ROWLEY. 1992. Historical seismicity of the southeastern Caribbean and tectonic implications. In: OKAL E A (editor), 1992. *Historical earthquakes*. 87-120.
- RUSSO R. M & SPEED R.C. 1992. Oblique collision and tectonic wedging of the South America-continent and Caribbean terranes. *Geology* 20: 447-450.
- RUSSO R.M., J. C. VANDECAR & D. E. JAMES. 1995. Aseismic continuation of the Lesser Antilles slab beneath NE Venezuela. *Abstracts with Programs Geological Society of America*. 27(6): 228 p.
- SALAZAR A. 1964. *Estudio geológico de una zona en la Península de Paria-Estado Sucre* . UCV-G.
- SCHERER W. 1964. *Estudio geológico de una zona de la Península de Paria, situada entre Puente Hierro y Macuro. Estado Sucre*. UCV-G.
- SANTAMARÍA F. 1974. Appendix I. Potassium - Argon age of the El Mango - Doña Juana Granite. *En: C. GONZÁLEZ DE JUANA, F. SANTAMARÍA & E. NAVARRO. 1974. A few considerations on the age, origin and relations of the Dragon Gneiss, Paria Península, Venezuela. Verhandlungen, Naturforschende Gesellschaft in Basel*. 84(1): 157 - 159.
- SANTAMARÍA F. & SCHUBERT C. 1974. Geochemistry and geochronology of the southern Caribbean – northern South America plate boundary. *Geol. Soc. America Bull.* 85: 1085 - 1098.
- SANZ M.. 1964. *Trabajo especial de grado efectuado en la Península de Paria. Estado Sucre*. UCV-G.
- SCHUBERT C. 1972. Geología de la península de Araya, Estado Sucre. *Mem. VI Cong. Geol. Venezolano, Pub. Esp.* 3 (5): 1823-1882.
- SCHUBERT C. (1981) Origen de la Cuenca de Cariaco, borde continental de Venezuela. XXI *Convención Anual ASOVAC*, Maracaibo 32(1): 213 (resumen)
- SCHUBERT C. & R. SIFONTES. 1983. La riolita Plioceno Tardío de Carúpano (estado Sucre, Venezuela) ¿Extremo sur del arco volcánico de las Antillas Menores? *Acta Cient. Venezolana*. 34.
- SCHUBERT C. (1984) Basin formation along Bocono-Morón-El Pilar Fault System, Venezuela. *Journal of Geophysical Research* 89: 5711-5718.
- SCHUBERT C. 1985. Brief review of the geology of northeastern Venezuela. *Transactions of*

- the Latin American Geological Conference 4*: 919-925.
- SEIJAS F. 1969. *Geología de la región comprendida entre los meridianos correspondientes al cabo Mala Pascua y población de Río Caribe, Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.
- SEIJAS F. 1972. Geología de la Región de Carúpano. *Mem. VI Cong. Geol. Venezolano, Pub. Esp.* 3(5):1887-1923.
- SHEPHERD J. B., W. P. ASPINALL, D. M. BECKLES & S. CLARKE. 1985. Recent seismicity of the Trinidad/ Tobago Paria Peninsula region. *Transactions of the Latin American Geological Conference.* 4: 926-928.
- SIFONTES R. 1964. *Geología de una zona ubicada en la parte oriental de la Península de Paria Estado Sucre*. UCV-G.
- SIFONTES R. 1969. Mapa geológico de la región de Carúpano, estado Sucre. Inédito. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Escala 1:25.000.
- SIFONTES R. & F. SANTAMARÍA. 1974. Rocas Intrusivas Jóvenes en la región de Carúpano. *Mem. IV Conf. Geol. Caribe.* 1: 121-125.
- SIMS D., D.A. FERRILL & J. A. STAMATAKOS. 1999. Pull apart basin development controlled by rheology and thickness of detachment zone. *Annual Meeting Expanded Abstracts 1999 American Association of Petroleum Geologists*: p. 130.
- SIMS D., D.A. FERRILL & J. A. STAMATAKOS. 1999. Role of a ductile decollement in the development of pull apart basins; experimental results and natural examples. *Journal of Structural Geology.* 21 (5): 533 - 554
- SORIA J. 1965. *Estudio geológico de una zona situada en la región oriental de la Península de Paria-Estado Sucre*. UCV-G.
- SOTO C. 1968. *Secciones Geológicas N.S. a lo largo de los Ríos Maraval, Puerto La Cruz y La Horqueta, Península de Paria, Estados Sucre y Anzoátegui*. UCV-G.
- SOUCY D. 1964. *Estudio geológico de una región de la Península de Paria Distrito Sucre y Arismendi, Estado Sucre.* . UCV-G.
- SPEED R. C.1983. South America Lesser Antilles continent arc collision and the El Pilar Fault. *Geological Society of America.* 15 (6): 692
- SPEED R. C., 1985. Cenozoic collision of Lesser Antilles Arc and South America and the origin of El Pilar fault. *Tectonics* 4 (1): 41-69.

- SPEED R. C. 1985. Tectonic evolution of the southeastern Caribbean in Cenozoic time. *Geological Society of America*. 17(7): 723
- SPEED R. C., J. WEBER, R. M. RUSSO & K. A. FOLAND. 1992. Hinterland of the Caribbean mountains of Venezuela and Trinidad and implications for Cenozoic oblique collision. *Abstracts with Programs, Geol. Soc. America* 24(7): A149.
- SPEED R. C. 1993. Tectonics and terranes of the southeastern Caribbean. *AAPG Bull.* 77(2):349
- SPEED R. C., W. D. SHARP & K. A. FOLAND. 1997. Late Paleozoic granitoid gneisses of Northeastern Venezuela and the North America–Gondwana collision zone. *Jour. Geology* 105:457 - 470.
- SPEED R. C, & H. P. SMITH-HOROWITZ. 1998. The Tobago Terrane. *International Geology Review*. 40 (9): 805 – 830.
- STREDEL P. 1964. *Trabajo Gspecial de Grado efectuado en la Península de Paria, Estado Sucre*. UCV-G.
- SUÁREZ O. 1964. *Estudio geológico de una zona en la Península de Paria*. Universidad Central de Venezuela, Distritos Arismendi y Valdez - Estado Sucre. UCV-G.
- SUMMA L. L., E. D. GOODMAN, M. RICHARDSON, I. O. NORTON & A. R. GREEN. 2003. Hydrocarbon systems of northeastern Venezuela; plate through molecular scale analysis of the genesis and evolution of the eastern Venezuela Basin. *Marine and Petroleum Geology*. 20 3-4: 323-349.
- TYSON L. 1989. Structural features associated with the Los Bajos fault and their interpretation n light of currente theories of strike-slip tectonics. *Trans. Of the 12th Caribbean Geological Conference*: 403-414.
- UCHUPI E. & K.O.EMERY 1992. Pangean divergent margins: historical perspective *En* A.W. MEYER, T.A DAVIES & S.W WISE. Eds. *Evolution of Mesozoic and Cenozoic continental margins*, Elsevier, Amsterdam, 361 p.
- URBANI F. 1985. Evaluación preliminar de los recursos geotérmicos del estado Sucre. *Mem. VI Cong. Geol. Ven.* 7: 4319-4394.
- URBANI F. & L. CAMPOSANO (2005) El lineamiento cuaternario de Río Caribe–Yaguaraparo, estadoSucre, Venezuela. *Geos* (Caracas). 38: 125.

- UTIG - UNIVERSITY OF TEXAS, INSTITUTE OF GEOPHYSICS (2005) *Crust Mantle Interactions During Continental Growth and High Pressure Rock Exhumation at an Oblique Arc-Continent Collision Zone: SE Caribbean Margin*. < http://www.ig.utexas.edu/research/projects/venez_margin> Consulta abril 2006.
- VANDECAR J C; R M. RUSSO, D. E. JAMES; W. B. AMBEH & M. FRANKE. 2003. Aseismic continuation of the Lesser Antilles slab beneath continental South America. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*. 108 p.
- VANDUSEN S. R. 1993. Earthquake studies and tectonics of the southeastern Caribbean. *Geological Society of America, Cordilleran Section, 89th annual meeting, and Rocky Mountain Section, 46th annual meeting*.
- VARELA P.1994. Mapa geológico-geotérmico Región Río Casanay- El Pilar, estado Sucre. Inédito. Ministerio de Energía y Minas. Escala 1:25.000.
- VÁZQUEZ E. 1964. *Estudio geológico de una zona en la región de la Península de Paria, Distrito Arismendi, Estado Sucre*. UCV-G.
- VIGNALI M. 1976. Vertiente sur de la cordillera metamórfica de la Península de Paria Segundo Congreso Latinoamericano de Geología. *Boletín de Geología Publicación Especial*. 7, Tomo II: 495-506.
- VIGNALI M. 1979. Estratigrafía y estructura de las cordilleras metamórficas de Venezuela oriental (Península de Araya y Paria e Isla de Margarita). *Geos (Caracas)*. 25: 19-66.
- VIGNALI M. 1993. La cartografía geológica de la Península de Paria (1964-1968); historia y anécdotas de 57 estudiantes y de 3 profesores *en*: I. RODRIGUEZ & M. MARTIZ (Eds.): *II Jornadas Científicas 55 Aniversario; Escuela de Geología, Minas y Geofísica (1937-1992)*, 71 p.
- VIERBUCHEN R., 1983. The geology of the El Pilar Fault Zone and adjacent areas in northeastern Venezuela. The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. *GSA Memoir*, 162: 189-252.
- VIERS G. 1974. *Geomorfología*. Oikos-Taus Editores. España. 320 p.
- VILLEGAS D. 1966. *Estudio geológico de una zona situada en la Península de Paria, Distrito Arismendi, Estado Sucre*. UCV-G.

- VILLAMIL T. & PINDELL J. 1998. Chronology, relative sea-level history and a new sequence stratigraphy model for basinal cretaceous facies of Colombia *in* Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America. SEPM Spec. Pub 58.
- WALL G.P & SAWKINS J.G. 1860. Report on the geology of Trinidad. *Mem Geol Surv*, U.K.
- WAKABAYASHI J., J. V. HENGESH & T. L. SAWYER. 2004. Four dimensional transform fault processes: progressive evolution of step-overs and bends. *In*: Continental margins of the Pacific Rim. *Tectonophysics*. 392 (1 – 4): 279 – 301.
- WEBER J. C., J. SALEH, T. H. DIXON, S. BALKARANSINGH, T. LEONG & F. CHARLES. 2000. Trinidad, West Indies; neotectonics and earthquake hazard from geodetic and geologic constraints. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*. 81(48) Suppl: 1-183.
- WEBER J. C., C. TEYSSIER & A. C. MCCARTHY. 2000. *Mid-crustal structural fabrics in the Northern Range, Trinidad; evidence for vertical strain partitioning in a partially exhumed wrench type orogen?*. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*. 81; 48, Suppl: 1-175.
- WEHRMANN M. 1966. *Informe geológico sobre una zona situada en la Península de Paria, Distrito Arismendi-Estado Sucre*. UCV-G.
- YSACCIS R (1997) Tertiary evolution of northeastern Venezuela offshore *Ph.D. Thesis Rice University USA*. 285 p.
- YSACCIS R.A & A. W. BALLY. 1998. Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore. *Bulletin Houston Geological Society*. 40 (8): 13.
- YSACCIS R. & F. A. AUDEMARD. 2000. Neogene orogenic float in northern South America; Eastern Venezuela Basin vs Caribbean Plate. *Annual Meeting 2001 Expanded Abstracts American Association of Petroleum Geologists*.
- ZAMBRANO E. 1967. *Geología de la región norte-central del estado Sucre*. M.M.H. Inf. Inédito. Caracas, Venezuela. 43 p.

APÉNDICE I.

RESUMEN EXTENDIDO DE TRABAJOS PREVIOS

WALL & SAWKINS (1860) pioneros en el estudio de la Península de Paria, hacen observaciones sobre la presencia en esta región de gneis, pizarra cuarzosa y micácea, rocas similares a las existentes en la Cordillera norte de Trinidad. Para referirse a la secuencia metamórfica que aflora en Trinidad septentrional y en Venezuela nororiental proponen la denominación Serie Caribe, actualmente invalida. Este nombre, no obstante, fue empleado por muchos autores hasta 1950, cuando prácticamente no había nombres específicos para estas rocas. Se presenta en este trabajo la primera referencia conocida respecto a los cuerpos gnéisicos de Paria Oriental, señalando que los mismos presenta una estructura tabular con buzamiento sur la cual no se evidencia en Mejillones, donde el gneis es más macizo y granitoide.

MAXWELL & DENGGO (1951) citan en la región de Carúpano rocas similares a las rocas del Grupo Caracas, definiendo correspondencias entre éstas y las aflorantes en la costa norte de Sucre.

KUGLER (1953) en Paria oriental señala la ocurrencia de esquisto verde comparable a las epicuarcita de la Formación Maracas, por él definida en Trinidad, así como la presencia de capas de yeso en rocas comparables con la Formación Maraval de Trinidad. El autor establece otras correlaciones entre unidades litológicas regionales, considerando que la Formación Laventille, aflorante en Trinidad, ocurre también en la Isla de Patos, menciona también la presencia del Gneis del Dragón. El autor considera que las características del Gneis del Dragón se asemejan a un paragneis, pero considera más probable que corresponda a un basamento granítico, colocándolo en la base de la Serie Caribe.

CHRISTIENSEN (1961) amplía el somero reconocimiento de MAXWELL & DENGGO y hace referencia a trabajos inéditos realizados por la “Creole Petroleum Corp.” entre 1950 y 1953. Coincide con la semejanza litológica entre las rocas del Grupo Caracas y las aflorantes en el área de Carúpano, estableciendo correlaciones entre los cuerpos de roca que ocurren en Península de Paria y al Esquisto de Las Mercedes y el de Las Brisas, definidos en la región de Caracas, señala que la entonces denominada Formación Las Brisas suprayace a la Formación Maraval definida por KUGLER (1953) en Trinidad y correlacionada por éste autor al área de estudio. Por analogía

interpretativa considera al Gneis del Dragón como una unidad equivalente al Gneis de Sebastopol.

BRAVO (1964) define las “Formaciones” Toletico’ (actual Esquisto de Uquire), Uquire (actual Esquisto de Uquire) y Cariaquito (actual Esquisto de Cariaquito). El rasgo estructural mas importante está representado el “Anticlinal” de Tolete, cuyo eje tiene al oeste de Güiria, un rumbo N80°E para cambiar luego a N75°E y desaparecer en el mar cerca de la quebrada La Vaca, quedando solamente el flanco sur de este antiforme. Las diaclasas en su mayoría presentan rumbos promedios N15°E y N30°O. El autor también describe propiedades petrofísicas de las rocas que componen el Esquisto de Macuro, Esquisto de Uquire y Esquisto de Cariaquito; tomando en cuenta la resistividad aparente de las mismas. Esta área de estudio presenta una gran veta de yeso y grandes espesores de mármol paralela a la veta de yeso, que poseen interés económico.

BUJOSA (1964), realizó un trabajo geológico en la parte oriental de la Península de Paria, donde señala que afloran cinco unidades: Toletico, Uquire, Macuro, Cariaquito y Güinimita. El metamorfismo que sufrió la región es de bajo grado. La estructura dominante es el “Anticlinal” de Tolete, con cierre en la zona de estudio y rumbo N75°E; presenta en dicho flanco arrugas paralelas al eje de la estructura mayor y fallas transversales de rasgadas con rumbo aproximado N30°O. En esta zona los yacimientos de caliza no son económicamente explotables.

CALDERÓN (1964), estudió la Península de Paria entre los municipios Baldes y Arismendi. Reporta que las rocas aflorantes que pertenecen a la “Formación” Uquire (actual Esquisto de Uquire), “Formación” Macuro (actual Esquisto de Macuro), “Formación” Cariaquito (actual esquisto de Cariaquito) con sus tres presuntos miembros y “Formación” Güinimita (actual metasedimentaria de Güinimita). Esta área está comprendida dentro del plano sur del “Anticlinal” de Tolete, con rumbo general N75°E y en la costa norte N60°E. Los buzamientos varían de sur a norte entre 50°S hasta 10°S. El autor señala que la Península de Paria presenta expectativas económicas de interés en la explotación de mármol y yeso de Patao.

CHIQUITO (1964), al este de Güiria en una extensión de 40 km² realiza un levantamiento geológico a detalle de las unidades litológicas que constituyen la región, el trazado de las estructuras y los contactos geológicos existentes. Las rocas flotantes pertenecen a Macuro, “Complejo Ígneo-metamórfico El Mango”, Uquire, y los “miembros” Guatay, Patao y Yacua de Cariaquito. Señala que el “Anticlinal” de Toletes, constituye un homoclinal donde las rocas que

lo conforman tienen un rumbo N75°E; también describe pequeñas fallas de rasgadura, pliegues secundarios y diaclasas con rumbo entre N25-30°E, N55W y N15°O a N20°O y, por último un grupo de diaclasas de relevo o de tracción N70°E. Para el autor los yacimientos de mármol no son rentables, pues no cumplen con los requisitos necesarios para la industria siderúrgica.

GAMBOA (1964) realizó un estudio geológico en el extremo oriental de la Península de Paria y de la Isla de Patos. En la zona aflora la “Formación” Macuro (actualmente Esquisto de Macuro), con metamorfismo de la facie de esquisto verde, caracterizados por esquisto cuarzo clorítico, la “Formación” Güinimita (actual Metasedimentarias de Güinimita) en la Isla de Patos, caracterizada por caliza arrecifal y sedimentos de facies de frentes arrecifales y, la “Formación” Cariaquito (actual Esquisto de Cariaquito), cuya localidad tipo se encuentra en la ensenada de Cariaquito, estando caracterizada por esquisto y filita grafitosa. El autor y SUÁREZ (1964) fueron los primeros tesisistas en describir detalladamente el Gneis de El Dragón. Reporta que estructuralmente la región estudiada forma parte del flanco sur del “Anticlinal” de Tolete y presenta un rumbo general de N75°E que hacia el extremo oriental de la Península se hace N45°E a causa del declive hacia el este de la estructura. Señala que Güinimita es de edad Apítense-Neocomiense, Cariaquito de edad Barremiense y a Macuro se le asigna edad Jurásico.

GARCÍA (1964), estudia un área que tiene una extensión de 60 km² ubicada al norte de la ciudad de Güiria. Las rocas aflorantes pertenecen las unidades Toletico, Macuro, Cariaquito (Guatay, Patao y Yacua) y, Metasedimentarias de Güinimita. El autor reporta la presencia de fósiles en el mármol de Patao y en la Metasedimentarias de Güinimita. Toda el área de estudio se encuentra ubicada en el flanco sur del “Anticlinal” de Toletes. Los sistemas de diaclasas principales tienen rumbos NO y norte-sur con buzamiento general hacia el norte; las fallas que se presentan son pequeñas y de desplazamiento respecto al rumbo. Señala que la Península de Paria presenta posibilidades económicas debido a la presencia de capas de yeso y mármol.

GLAENTZLIN (1964), realiza un estudio al este de la ciudad de Güiria. El autor describe las rocas aflorantes que pertenecen a las unidades “formacionales” Güinimita (actual Metasedimentarias de Güinimita), Toletico (actual Esquisto de Uquire), Cariaquito (actual Esquisto de Cariaquito), con dos “miembros” presentes, “Miembro” Guatay y “Miembro” Yacua, Uquire (actual Esquisto de Uquire) y Macuro (actual Esquisto de Macuro). La estructura geológica está constituida por el flanco sur del “Anticlinal” de Tolete. Reporta 183 medidas de diaclasas, las cuales en su mayoría son de alto buzamiento. Describe que las rocas más antiguas

presentan características tales como orientación de los minerales e intercrecimiento de los granos de cuarzo. También señala que el gneis fue originado por el metamorfismo, encontrándose cerca del núcleo de la intrusión.

GONZÁLEZ (1964) estudió la Península de Paria entre Güiria y Puerto de Hierro. Las rocas aflorantes pertenecen a las “Formaciones” Uquire, Macuro, Cariaquito (Guatay, Patao y Yacua), Güinimita y “Complejo Ígneo-Metamórfico” El Mango. Ajusta el metamorfismo regional a la clasificación de Eskola, señalando que presenta características de la facies del esquisto verde. Considera que existe metamorfismo de contacto, asociado a una presunta intrusión ígnea granítica. Estructuralmente menciona que la zona está afectada por un homoclinal, que es el “Anticlinal” de Tolete; que se presenta afectado a su vez por estructuras menores locales. El autor refiere que esta zona puede ser objeto de una futura explotación de mármol.

GUEVARA (1964), trabajó en un área al este de Güiria. Allí afloran las rocas metamórficas que pertenecen a la “Formación” Macuro (actual Esquisto de Macuro), un Gneis del Complejo Ígneo-Metamórfico, “Formación” Cariaquito (actual Esquisto de Cariaquito), que se puede dividir en “Miembro” Guatay, Patao y Yacua. Los autores reportan la presencia de fósiles en el “Miembro” Patao cuya edad arroja Cretácico inferior. También mencionan la presencia de bloques del metaconglomerado típico de la “Formación” Güinimita (actual Metasedimentarias de Güinimita), pero indican que esta “Formación” no aflora en el área. Esta zona está sobre un homoclinal, flanco sur del “Anticlinal” de Tolete. este homoclinal presenta pliegues menores, arrugas sobre la estructura mayor y una pequeña falla de rasgadura

LUZARDO (1964), presenta los resultados y conclusiones del estudio geológico en un área de la parte oriental de la Península de Paria. Señala que afloran rocas metamórfica que pertenecen a las unidades Uquire, Macuro, Cariaquito y Güinimita. La mayor estructura es el “Anticlinal” de Tolete, en el cual en su flanco sur se localizaron algunas fallas transversales de rasgaduras; también se encontraron diaclasas de cizallamientos, de rumbos N15°E y N45°O , diaclasas de tracción con rumbo N15°O y diaclasas con rumbo N45°E. El autor indica que no existe volcamiento geológico en el sector de la Península de Paria, como había sido sostenido hasta ese momento.

MASROUA (1964), realizó un estudio geológico-económico de la región de Puerto de Hierro, Península de Paria, describiendo las rocas aflorantes como metamórficas de bajo grado, pertenecientes a las “formaciones” Uquire, Macuro, Cariaquito con sus tres “miembros” y

Güinimita. Fueron los autores originales del “Miembro” Patao de Cariaquito. Como conclusiones señalan la existencia de reservas explotables de mármol y yeso en el área. Estructuralmente considera que la zona se encuentra ubicada en el flanco sur del “Anticlinal” de Toletes, donde se presenta un buzamiento promedio de 45°S y 25°N. El aspecto económico está referido a la explotación de carbonato y yeso en especial en la zona de Puerto de Hierro.

MATHEUS (1964) al sureste de Güiria, sobre una extensión de 54 km², reconoció 4 unidades litológicas: Toletico, Macuro, Cariaquito y Metasedimentarias de Güinimita. Las rocas en general presentan un metamorfismo de bajo grado. Estructuralmente la zona se encuentra afectada por un homoclinal, señalando que el área se encuentra sobre el flanco sur del mismo, el cual denomina “Anticlinal” de Toletes; se evidencian dos fallas transversales de rasgaduras, con rumbo general N25°O. Económicamente puede ser aprovechado el Mármol de Patao como agregado de concreto.

MOTICKA (1964) realiza un estudio geológico al noroeste de Güiria. Describe en detalle la “Formación” Toletico, compuesta por Esquisto cuarzo-grafitoso y cuarcita grafítica. También aflora las unidades Macuro, Cariaquito, con dos de sus dos sub-unidades (Patao y Yacua) y las Metasedimentarias de Güinimita. En el área evaluada por el autor afloran dos pequeños apófisis del “Complejo Ígneo-Metamórfico El mango-Doña Juana” (Gneis de El Mango). El metamorfismo regional es de bajo grado. Esta zona se encuentra en el flanco sur de un antiforme con dirección N75°E y declive hacia el este. En el sur de la zona se hallan dos fallas del tipo combinado de rasgadura y de charnela. El autor señala que el mármol de Patao es inadecuado para el uso en la industria del cemento, pero presenta posibilidades para la industria siderúrgica.

NEUMAN (1964) realizó una recopilación e interpretación de los datos obtenidos del estudio geológico económico de una región en la parte sur de la Península de Paría. La autora describe el mármol y yeso que pertenecen al “Miembro” Patao del Esquisto de Cariaquito. Para la capa de yeso realiza un muestreo y estudio de superficie; un levantamiento topográfico y ubicación de varias canteras, y un análisis químico de las muestras recolectas. Las canteras estudiadas fueron: cantera Uquirito, cantera Yacua, cantera de Morrocroy y cantera de Macuro. Para el mármol de Patao, realiza un muestreo, levantamiento, análisis químico y ubicación de tres capas. La geología económica del área de estudio, sobre todo para el yeso es de gran interés económico.

PIMENTEL (1964) realiza un trabajo cuyo resultado es el estudio en detalle de los depósitos de yeso y afloramientos de mármol situados en la parte sur del sector oriental de la Península de

Paria. Elabora mapas geológicos topográficos en los sitios donde se haya mejor expuesto los afloramientos y realiza análisis químicos de las muestras recolectadas para establecer la calidad de los depósitos. Las reservas de mineral de yeso, fueron calculadas para cuatro canteras dando como resultado un total de 63.700.000 TM, que explotándolos a una tasade 60.000 TM al año puede abastecer el consumo por 1.061 años. Para el mármol de Patao presenta un alto contenido de SiO_2 y de MgCO_3 , por lo que no cumplen con los requisitos exigidos por la Siderúrgica, para ser utilizados como fundente del hierro, así como los exigidos para la fabricación del cemento. Las reservas calculadas fue un total de 51.339.080,75 TM

RODRÍGUEZ (1964) elabora un estudio geológico-económico de una zona ubicada al este de la ciudad de Güiria, entre punta San Francisco y la ensenada Los Chorros al norte y las ensenadas Yacua y Aricagua ubicadas al Sur. El autor describe las unidades aflorantes en el área de estudio: Güinimita, Toletico, Cariaquito, Uquire y “Formación” Macuro. Se encargó de nombrar y describir las localidades tipo de las dos últimas unidades mencionadas anteriormente, incluyendo los “Miembros” aflorantes de la “Formación” Cariaquito. Estructuralmente las región forma parte de un antiforme con rumbo $\text{N}8^{\circ}\text{O}$ E y un declive de 15°NE . este estudio demostró que el mármol de Patao, constituye buenos renglones de explotación, al igual que la capa de yeso presente en la península.

SALAZAR (1964) hizo un estudio al nororiente de la ciudad de Güiria. El autor reporta el afloramiento de las siguientes unidades litológicas, en orden descendente: “Formación” Güinimita (actual Metasedimentarias de Güinimita), “Formación” Cariaquito (actual Esquisto de Cariaquito) con dos “Miembros”, Patao y Yacua, “Formación” Macuro (actual Esquisto de Macuro) con dos pequeños apófisis de paragneis del Complejo Ígneo-Metamórfico y “Formación” Toletico (actual Esquisto de Uquire). Esta última fue descrita y nombrada por el autor en su localidad tipo, ubicada en la Quebrada Toletico. La foliación en las rocas se encuentran bien desarrolladas con un rumbo aproximado $\text{N}70^{\circ}\text{E}$ y un buzamiento alrededor de 60° ; en la parte septentrional los buzamientos varían entre 15 y 45° . Se reportan micropliegues y estrías. A lo largo de toda el área; las fallas presentes son de poca importancia, mientras que las diaclasas se hacen muy abundantes, generalmente formando dos sistemas principales (norte-sur y entre $\text{N}50^{\circ}\text{O}$ y $\text{N}25^{\circ}\text{O}$).

SANZ (1964) realiza una recopilación e interpretación de los datos obtenidos del estudio topográfico, geológico y económico en la región oriental de la Península de Paria. El estudio

realizado se limita a la capa de yeso, mármol y esquisto cuarzo micáceo, pertenecientes al “Miembro” Patao del Esquisto de Cariaquito. La autora señala que las rocas que constituyen el depósito han sido clasificadas petrográficamente como mármol compacto y mármol esquistoso, los cuales se encuentran entre un horizonte yesífero y otro esquistoso. Debido al alto contenido de $MgCO_3$, el mármol se hace inapto para la fabricación de cemento, sin embargo el nivel de yeso es económicamente explotable permitiendo una explotación continua a la tasa de 100.000 TM por año durante un lapso prolongado.

SCHERER (1964) hizo un estudio geológico de un sector ubicado en la región oriental de la Península de Paria, donde afloran las rocas correspondientes a las unidades Uquire, Macuro, Cariaquito (Guatay, Patao y Yacua) y Güinimita, siendo junto con sus compañeros los autores del nombre y descripción de esta última unidad litológica, cuya localidad tipo se encuentra en la ensenada Güinimita, ubicada en el Municipio Valdéz, en la Península de Paria. Reporta evidencias paleontológicas, en el “Miembro” Patao, de la “Formación” Cariaquito y en la “Formación” Güinimita, los cuales indican una edad Cretácico inferior. La estructura predominante que describe es el flanco sur del “Anticlinal” de Tolete. Los buzamientos varían de 30°S en la costa norte y 75°S en el sur. Señala que esta zona tiene poca importancia económica.

SIFONTES (1964) realiza un estudio geológico en un sector ubicado en la región oriental de la Península de Paria, donde las rocas aflorantes pertenecen a las unidades Uquire, Macuro y Güinimita. Obtuvo evidencias paleontológicas en el miembro Patao, del Esquisto de Cariaquito y en las Metasedimentarias de Güinimita. Estructuralmente señala que la estructura predominante es el “Anticlinal” de Tolete ocasionado por esfuerzos de compresión que actuaron desde el norte; las fallas de la región son de rasgadas, pequeñas, casi paralelas entre sí con un rumbo que varía entre N10°O y N20°O. Económicamente el autor concluye que los yacimientos de yeso y de mármol pueden ser aprovechables.

SOUCY (1964) realizó una evaluación geológica de una zona ubicada al noreste de la ciudad de Güiría, en el Municipio Valdéz, Estado Sucre. Afloran las rocas de las “Formaciones” Toletico, Uquire, Macuro, incluido el “Complejo Ígneo-Metamórfico El Mango-Doña Juana”, Cariaquito, con sus tres sub-unidades y Güinimita; litológicamente representadas todas por un bajo grado de metamorfismo. El autor reporta fósiles en el “Miembro” Patao y en la “Formación” Güinimita, los cuales pertenecen al Cretácico inferior. La zona de estudio se encuentra ubicada en el flanco sur del “Anticlinal” de Tolete, con estructuras menores, tales como: dos fallas

transversales de rasgadas de rumbo N25W y buzamiento subvertical; dos sistemas de diaclasas y micropliegues.

STREDEL (1964) presenta un trabajo en el cual expone los resultados del estudio geológico realizado en una zona de 56 km², entre las poblaciones de Puerto de Hierro y Macuro. El autor describe las formaciones Güinimita, Macuro, Cariaquito y Uquire. La “Formación” Güinimita tiene su localidad tipo dentro de los límites de esta zona de estudio. La estructura dominante es el flanco sur del “Anticlinal” de Tolete, el cual buza 35°S, mientras que el flanco norte buza 25°N; se midieron 69 diaclasas con rumbos aproximados de NS y N45W. También reporta gran cantidad de micropliegues y alineación de minerales.

SUÁREZ (1964) realizó un estudio geológico del extremo oriental de la Península de Paria y la Isla del Pato. Fueron propuestas cinco nombres de “Formaciones”, Toletico, Uquire, Macuro que pasa lateralmente al Gneis de Dragón, Cariaquito en tres miembros y Güinimita; reportó el reconocimiento del Complejo Ígneo Metamórfico de El Mango. El metamorfismo regional lo señala de origen dinamotermal, donde los niveles superiores de la columna están ligeramente metamorfizados. Estructuralmente reporta que la zona pertenece al flanco sur de un antiforme con buzamiento hacia el sureste y declive al noreste; en cuanto a las fallas indica que son en número limitado y locales. En referencia a la Isla del Pato la señala como un antiforme asimétrico con declive del eje hacia el oeste. En el flanco sur de la estructura hay varios pliegues menores y fallas locales. También indica que la isla es un arrecife alargado en dirección oeste-este. La parte occidental se reconoce como un ambiente de delante de arrecife, con detritos de diferentes tamaños, mientras que hacia el este esta litología cambia a caliza compacta y laminada. La Isla de Pato es la continuación hacia el este de la “Formación” Güinimita de la Península de Paria.

VÁSQUEZ (1964), pionero en estudiar la geología detallada de la región comprendida entre la población de Güiria y el extremo oriental de la Península de Paria. Las rocas aflorantes en esta zona pertenecen a las unidades Toletico, Uquire, Macuro), Complejo Ígneo-Metamórfico El Mango, Cariaquito y Güinimita. El autor hace referencia a las observaciones más importantes que se han hecho sobre las rocas metamórficas de la Península de Paria. Señala que existen amplias posibilidades económicas en la Península de Paria, representadas por yacimientos de yeso y mármol.

BELFORT (1965) estudia un sector ubicado al N de la localidad de Irapa donde afloran las unidades de Macuro, Cariaquito y Güinimita. El autor reporta la ocurrencia de lo que considera

una intrusión ultrabásica que afecta a la Formación Toletico. Consideran que las rocas metamórficas en el sector evaluado alcanzan condiciones de la facies del esquisto verde con la isógrada de la biotita traspasada en el Esquisto de Macuro, menciona lo que considera la ocurrencia local de metamorfismo de contacto por efecto de las intrusiones ígneas que interpreta. Estructuralmente el autor reporta la existencia de una falla inversa que afecta la disposición en antiformal del Esquisto de Toletico (Uquire). La falla es interrumpida por una falla de desgarramiento para la cual reporta un desplazamiento de 1.200 m a partir del contacto entre las unidades Macuro y Toletico (Uquire). Menciona también la ocurrencia de fallas normales de rumbo aproximado E-W, que afectan a las unidades Macuro y Güinimita, estas las atribuye al desarrollo de un campo de esfuerzos tensional post-orogénico.

CAMPOS (1965) presenta los resultados de una evaluación geológica de campo aplicada a un sector ubicado al N de la localidad de Irapa donde afloran las unidades Macuro y Toletico (Uquire), así como Cariaquito (posteriormente Carúpano) y Güinimita. Reporta la presencia de un afloramiento de rocas ultramáficas representadas por esquisto talcoso en la localidad de Las Pavitas, en la costa norte. Señala que posiblemente estas estén relacionadas genéticamente con aquellas que afloran en Cabo Tres Puntas y que su emplazamiento es anterior al evento metamórfico regional Cretácico. Interpreta los depósitos de los protolitos metasedimentarios como una variación de ambientes lagunales costeros restringidos que por efectos de el aumento general del nivel del mar, con sus oscilaciones propias, genera, variaciones a ambientes de un complejo perimareal muy dinámico. El final del evento transgresivo lo fija en el desarrollo de los Mármol de Patao. La regresión subsiguiente genera para el autor ambientes lagunales restringidos con locales aportes de terrígenos de fuente proximal

CARTAYA (1965) estudio un área situada al noroeste de la ciudad de Güiria que ocupa la parte central de la Península de Paria con una extensión de 69 km². Las unidades aflorantes en la zona son Toletico (Uquire), compuesta por cuarcita y esquisto grafitoso; Esquisto de Macuro, compuesta por cuarcita y esquisto cuarzo-clorítico; Esquisto de Cariaquito con dos sub-unidades: Mármol de Patao, definido por Mármol esquisto y filita; y Esquisto de Yacua integrado por esquisto grafitoso, mármol ftanita y filita; y Metasedimentarias de Güinimita con dos tramos característicos: el superior filítico-calcáreo, y el inferior que corresponde a grandes espesores de mármol con microfósiles. Las rocas en general presentan un metamorfismo de grado bajo de la facie del esquisto verde. El autor señala que estructuralmente el área está situada en el flanco sur

de una estructura antiformal mayor, cuyo eje con rumbo aproximado N75°E a E-O y está limitada al norte-sur por complicados sistemas de fallas que enumeradas por orden cronológico relativo serían: inversas de ángulo alto; normales; gravedad y de rasgadas transversal. Todas ellas son posteriores al metamorfismo regional. Hacia el norte de la ciudad de Güiría, en el área el Mango-Doña Juana, se localizó una presunta intrusión granítica. Dentro de la roca granítica señala la presencia de cuerpos extraños, probablemente xenolitos.

CASTILLO (1965) estudia un área comprendida entre los municipios Mariño y Arismendi, entre el poblado de Irapa y el extremo oriental de Cabo Tres Puntas, donde afloran las unidades: “Formación” Toletico (Uquire), Esquisto de Macuro, Mármol de Patao del Esquisto de Cariaquito y las Metasedimentarias de Güinimita; así como un afloramiento de rocas ultrabásicas al norte, que forma parte de la asociación de Cabo Tres Puntas. En la zona evaluada por el autor las estructuras principales son tres fallas longitudinales, una inversa con buzamiento al norte, denominada falla de Toletico es generada tras el plegamiento como producto de esfuerzos de compresión en dirección norte-sur, esta falla al levantar el bloque norte repite secuencia predominantemente grafitosa de la “Formación” Toletico (Uquire), generando además una disminución del espesor de estos en el bloque sur, como consecuencia del salto de la falla. Señala el autor que el corrimiento coincide con el eje de una estructura antiformal evidenciada en el desarrollo de micropliegues de arrastre cerrados con planos axiales que el bloque norte buzando 45-60° N, en el bloque sur la estructura se evidencia porque los micropliegues presentan planos axiales que buzando al sur. Del plano de falla inversa en cuestión se menciona que presenta un desplazamiento lateral de hasta 1.200 m, asociado al la cinemática de un falla de rasgada que representa el contacto entre las rocas de Toletico con el Esquisto de Macuro. Las otras fallas principales señaladas por el autor son dos fallas normales que afectan las rocas de Macuro y Güinimita, una de ellas presenta desplazamiento oblicuo y finaliza en una falla de rasgada en dirección N10°E que desplaza el bloque oriental 1.700 m, tal como concluye a partir del desplazamiento de los Mármoles de Patao. Se mencionan además otras fallas de tipo normal de menor jerarquía que afectan al Esquisto de Macuro, algunas posiblemente producto del mecanismo de plegamiento, otras derivadas del desarrollo de esfuerzos tensionales posteriores a la fase de compresión.

D’ SUZE (1965) realizó un estudio en una zona situada en la parte norcentral de la Península de Paria, con una extensión de 66 km, aproximadamente. Estratigráficamente las rocas aflorantes

se han incluido en cuatro unidades, “Formación” Toletico (Uquire) constituido por esquistocuarzo grafitoso-pirítico, de color oscuro, lentes de mármol de origen químico, esquistografitoso y cuarcita; Esquisto de Macuro, constituido principalmente por esquistocuarzo-clorítico, cuarcita, esquistocuarzo-micáceo-clorítico y un mármol denominado la Horqueta. Esquisto de Cariaquito, con sus tres “Miembros”: “Miembro” Guatay; no se ha podido diferenciar; Mármol de Patao, Mármol de color gris oscuro, muy compacto, esquistocuarzo grafitoso y filita con lentes de mármol. Por último, la metasedimentaria de Güinimita que son metarenisca, metaconglomerado, caliza arrecifal muy fosilífera que comprende una paleontología muy abundante, se identificaron celentéreos, moluscos, merineidos y algas (indicando edades del Cretáceo Inferior) y filita grafitosa. En rocas de la “Formación” Toletico (Uquire) aflora una roca verde derivada de una probable intrusión de rocas ultrabásicas, presentándose como serpentinita. En el Esquisto de Macuro menciona que aflora un gneis, bandeado, de color claro. La estructura principal es un antiformal con eje probablemente fallado. Existen evidencias de dos tipos de fallas; iso-rumbadas y de rasgaduras.

ITURRALDE (1965) su trabajo se refiere a un estudio petrológico sobre las rocas aflorantes en la región comprendida entre las localidades de Güiria y El Paujil. En el Cabo Tres Puntas reporta la presencia de una piroxenita hornbléndica asociada a serpentinita. De acuerdo a los análisis petrográficos practicados, la serie ultramáfica se encuentra coligada a una serie de esquisto verde, definida sobre la base de una asociación mineralógica clorita-epidoto-actinolita. El esquisto actinolítico es considerado el producto del metamorfismo regional de protolitos basálticos y gabroides, la autora reporta además la presencia de afloramientos locales de esquisto glaucofánico, sin establecer implicaciones petrogenéticas propias para estas rocas, que considera una fase transicional dentro de la asociación del esquisto verde en la que se encuentran. El metamorfismo es considerado como de tipo regional, el tope de metamorfismo lo define a través de la formación de biotita, mineral que se encuentra presente frecuentemente en el Esquisto de Macuro. Sobre la base de criterios estratigráficos considera que el Esquisto de Toletico, en la base, soporta un mayor grado de metamorfismo asociado al incremento de la presión litosférica debido al grado de soterramiento alcanzado.

MÉNDEZ (1965) presenta datos geológicos de campo y sus correspondientes interpretaciones para una zona comprendida entre El Paujil y Cabo Tres Puntas. Al sur de la zona estudiada se presentan afloramientos del Mármol de Patao, que se considera un horizonte correlativo regional.

Para el autor el Esquisto de Macuro puede ser diferenciado de Toletico por la presencia de cuarcita más pura en la base del primero, siendo las rocas de Toletico predominantemente micáceo-grafitosa, ambos presentan un ensamblaje mineralógico que indica que estuvieron sometidos a condiciones de presión y temperatura dentro del rango del esquisto verde. Señala el autor que estas unidades se encuentran en contacto transicional en la parte central y occidental de Paria pero hacia la parte oriental es el Esquisto de Uquire el que infrayace al de Macuro. Se plantean algunas consideraciones petrotectónicas en el complejo de Cabo Tres Puntas, señala que la foliación y diaclasas desarrolladas en las metasedimentarias incorporadas en el complejo presenta el mismo patrón que las rocas ultrabásicas metamorfizadas, las cuales llegan a presentar boudinage, a partir de estas observaciones propone que la edad de una presunta intrusión ultrabásica es anterior al evento deformacional causante de la foliación y el fracturamiento dominante en el área, el cual presenta dirección NO-SE. Se indica la ubicación de un intrusivo gabroide no metamorfizado, hecho que le induce a considerarlo posterior al evento deformacional mayor, no obstante menciona que no se presenta evidencia alguna de metamorfismo de contacto en rocas asociadas a dicho intrusivo. Reporta también la ocurrencia de una baja proporción relativa de esquisto glaucofano-epidótico asociado a la serie de esquisto verde de afinidad oceánica.

MENDOZA (1965) realizó un estudio en la Península de Paria entre el Distrito Arismendi y Valdez; comprendida entre los ríos el Hoyo y Bautista al oeste de Güiria y la parte del Complejo Ígneo-Metamórfico El Mango al este de la misma localidad, entre la Quebradas El Cedro y el río Doña Juana. Los tipos de rocas aflorantes son: metasedimentarias, samítico- pelítica y samítica, de metamorfismos progresivo de sur a norte, rocas ígneas ácidas-alcalinas con rocas de su aureola (migmatita y metasomatita ácida-alcalina) y rocas ígneas básicas y ultrabásicas con aureola (migmatitas y metasomatita básicas y ultrabásicas). Las rocas ígneas de acuerdo al autor han presentado escaso metamorfismo, por lo cual no aconseja llamarlas metaígneas. En este complejo se encontraron rocas como granito, ortogneis, migmatita y paragneis, y dos presuntos xenolitos, uno de ellos “in-situ”, varias rocas graníticas contaminadas y algunas corneanas, que comprueban el carácter intrusivo de las rocas ígneas ácidas-alcalinas. Las unidades que afloran son: Esquisto de Toletico (cuarcitita-esquistosa-micácea-grafitosa-pirítica); Esquisto de Macuro (cuarcítico esquistoso clorítico-micáceo); Esquisto de Cariaquito (en el Mármol de Patao). El Mármol de Patao representa un ciclotema con una capa de grafito en su centro y dos mármol esquistoso, en

su base y en su tope respectivamente; el Esquisto de Yacua (calcáreo-ftanítico-grafitoso) y las Metasedimentarias de Güinimita, la cual es una unidad fosilífera. Estructuralmente reconoció tres (3) tipos de fallas: falla inversa de ángulo alto; falla transversal de rasgadura; falla normal o de gravedad, en escalera. Para el “Anticlinal” de Tolete, no fue localizado su cierre en las proximidades del río Toletico, por el contrario postula su probable existencia más hacia el oeste.

NOGUEIRA (1965) estudió dos áreas ubicadas en la zona oriental de la Península de Paria. La primera al NO de la ciudad de Güiria, en la que reporta el afloramiento de las “Formaciones” Toletico, Uquire, Macuro, Cariaquito, (de la cual se diferencian dos “Miembros” Patao y Yacua) y, Güinimita. La segunda zona, al noreste de la ciudad de Güiria es el área de El Mango – Río Doña Juana, donde se localizó una presunta intrusión granítica dentro de la “Formación” Macuro, que presuntamente ha producido un metamorfismo de contacto y metasomatismo sobre la roca cercana “pre-existente”. También reporta la presencia de xenolitos dentro del “Complejo Ígneo-Metamórfico”. El autor señala que el mármol es el único material económicamente explotable.

OCHOA (1965) presenta conclusiones similares a MÉNDEZ (1965), para el autor el Esquisto de Macuro son diferenciados de los de Toletico por el carácter micáceo-grafitoso de los últimos y la casi total ausencia de clorita en estos respecto a los de Macuro. Referente a las rocas aflorantes en Cabo Tres Puntas, reporta la ocurrencia de esquisto verde, algunas veces grafitoso, intercalados a los presuntos intrusivos gabroides, relata también la presencia de esquisto glaucofánico asociado a rocas ultrabásicas y básicas metamorfizadas, sin embargo, aunque reconoce la existencia de una diferencia paragenética derivada de la asociación glaucofano-epidoto con las asociaciones características del esquisto verde, el autor no ahonda en la posible relación petrotectónica de los mismos con la suite ígneo-metamórfica de Cabo Tres Puntas.

RODRÍGUEZ (1965) estudia un área comprendida entre los municipios Mariño y Arismendi, entre el poblado de Irapa y el extremo oriental de Cabo Tres Puntas, donde afloran las unidades Esquisto de Toletico (Uquire), Macuro, Mármol de Patao del Esquisto de Cariaquito y Metasedimentarias de Güinimita, así como un afloramiento de rocas ultrabásicas al norte, que forma parte de la suite de Cabo Tres Puntas, señala que dicho intrusivo no genera aureola de contacto alguna en las rocas aledañas. Determina la ocurrencia de un metamorfismo que afecta regionalmente las rocas evaluadas y que en la zona alcanza la facies del esquisto verde en las subfacies cuarzo-albita- epidoto-biotita. Estructuralmente menciona al norte una falla inversa de rumbo subparalelo a E-W, con buzamiento de ángulo alto al norte, que afectando la “Formación”

Toletico (Uquire), posiblemente coincide con el eje de una estructura antiformal mayor, cuyo eje ha sido desplazado hasta 1.200 m por una falla transversal. Hacia la parte central del área evaluada, describe la ocurrencia de fallas gravitacionales con componente rumbo-deslizante de magnitud variable que afectan al Esquisto de Macuro, y llegan a desplazar los mármoles de la Horqueta y de Patao hasta 1.700 m, siendo el bloque oriental desplazado hacia el SO.

MOLINA (1966) evalúa en campo un área limitada al N por las ensenadas de Cangua y Querepare y al sur por la localidad de Bohordal y el tramo de carretera entre Río Caribe y Río Seco. Afloran en el sector levantado las rocas esquistas de Macuro, Cariaquito y las metasedimentarias de Güinimita. El rumbo promedio de la foliación en la costa norte es de N035° y en el sector sur es de N060° con buzamientos tanto norte como sur en el rango entre y 25-80° en el sector ubicado al sur y 25-30° en la costa norte; considera que la disposición estructural corresponde a un monoclinal, cuya cuesta buza al sur. En la Bahía de Cangua reporta una falla normal, consecuencia del desarrollo de un campo de esfuerzos de tipo tensional posterior al evento compresivo que da lugar al desarrollo de corrimientos al sur, en los sectores Agua Fría - El Retumbo y Las Piedras.

MÚJICA (1966) evalúa en campo las características geológicas de un sector de aproximadamente 100 Km² ubicado al NE de Yaguaraparo. El rumbo promedio de la foliación en la costa norte es de N035° y en el sector sur del área de estudio es de N060° con buzamientos muy variables en el sector y de 30° en la costa norte; las variaciones vienen dadas por una serie compleja de elementos estructurales generados como consecuencia de un esfuerzo de compresión en dirección N015°. Define el contacto entre el Esquisto de Macuro y las metasedimentarias de Güinimita en el corrimiento de Las Piedras. En la Bahía de Cangua reporta una falla normal con componente rotacional, consecuencia probable del desarrollo de un campo de esfuerzos de tipo tensional. El autor practica un análisis granulométrico al meta-conglomerado oligomítico de cuarzo con matriz calcáreo-ferruginosa presentes en Güinimita, y a otros similares que ocurren en la parte media del Esquisto de Macuro, presentando valores indicativos de buen escogimiento, los considera resultantes de una sedimentación rápida en un ambiente de alta energía.

NAVARRO (1966) evalúa en campo un área de 65 km² comprendida entre los meridianos que pasan por el Cabo Tres Puntas y San Juan de Las Galdonas, donde mide un espesor de 11.180 m en el conjunto de unidades de Uquire, Macuro y Cariaquito, depositadas en un “geosinclinal” Jurásico, posteriormente afectado por esfuerzos tectónicos, que en asociación a la profundidad de

soterramiento alcanzada, hasta 7.000 m, permite que los protolitos alcancen la subfacies cuarzo-albita-muscovita-clorita, del esquisto verde. En Punta Muro, al este de la Ensenada de Guarataro, menciona la ocurrencia de un metagabro, con fenocristales de hornblenda, que intrusión, sin la ocurrencia de una aureola de contacto, en el esquisto carbonático grafitoso de Cariaquito (Carúpano). Para el autor estructuralmente la zona presenta una disposición imbricada, constituida por dos fallas de corrimiento (f. de Unare y f. de Agua Fría-El Retumbo), en las cuales el bloque norte, más antiguo, se sobrepone al bloque sur. Señala además la presencia al norte de la Falla de Cangua, cuyo origen está relacionado a una segunda fase de deformación caracterizada por esfuerzos tensionales. Con rumbo N070° y buzamiento de ángulo alto al norte, para el autor la F. de Cangua presenta una componente rotacional y gravitacional que afecta al Esquisto de Cariaquito deprimiéndolos respecto a los de Uquire y Macuro. Señala que el plegamiento en el área estudiada es consecuencia principalmente del arrastre asociado a la fase compresiva que da lugar a corrimientos importantes, que generan pliegues de plano axial N070°, entre los que menciona el Antiforme de La Concepción y el Sinforme de Río Grande, menciona la presencia de numerosos micropliegues de arrastre.

NEUMAN DE GAMBOA & GONZÁLEZ DE JUANA (1966) estudian los depósitos de yeso que forman parte de una sub-unidad denominada Patao, en la "Formación" Cariaquito, de edad, basada en estudio paleontológicos, Cretácico Inferior. Señalan que el depósito, de carácter comercial, ocurre en un homoclinal transversalmente fallado con ligero desplazamiento. Hacen una evaluación química y una estimación de reservas.

ORTEGA (1966) presenta los resultados de un estudio geológico de campo en un área de aproximadamente 110 km² comprendida entre los meridianos que pasan por los caseríos de Cachipal al este y Río Seco al oeste, limita al norte con la Fila La Palencia-Buenos Aires, y al sur con la Carretera El Pilar-Güiria en el tramo entre Río Seco y Cachipal. Miden, para la serie esquistosa de Macuro un espesor incompleto en la zona de 8.055 m que no toma en cuenta los efectos de repetición por replegamiento, esta unidad se encuentra en contacto de falla a través del corrimiento Las Piedras, con las rocas metasedimentarias de Güinimita, para las cuales reporta en el sector un espesor de 650 m, destaca la presencia de fósiles de ostrácodos de edad Cretácico Medio en calizas arrecífales parcialmente recristalizadas. En la zona de estudio, para el Esquisto de Macuro estiman un metamorfismo del esquisto verde, que disminuye al sur, donde las metasedimentarias de Güinimita conservan las estructuras sedimentarias primarias propias de un

ambiente marino somero, con local influencia de terrígenos. Estructuralmente, en el sector estudiado por el autor, se identificaron los corrimientos con vergencia sur y dirección N090° de las Piedras-Poza Amarilla, al este de la fila El Paujil; y corrimiento El Retumbo, que en su conjunto dan lugar a una disposición estructural imbricada, que permite el desarrollo de microplegues y fallas de rasgadura orientadas N110° y N135°, estas últimas se evidencian por el desplazamiento de los mármoles de Yaguaraparo y el corrimiento de Poza Amarilla.

PICARD (1966) al este de Río Caribe, reconoce las Unidades Uquire, Macuro, Cariaquito y Güinimita. De la descripción de la geología local destaca en la Formación Macuro, a 4 km del caserío de Bohordal, la presencia de un meta-conglomerado de fragmentos líticos donde además de clastos de un gneis, encontró la presencia de turmalina, variedad dravita, asociada con cuarzo recristalizado, para este mineral el autor sugiere una posible fuente pegmatítica. El metamorfismo en la sección evaluada por el autor alcanza la subfacies de cuarzo-albita-muscovita-clorita, no alcanzándose en rocas de este sector la isógrada de la biotita. Las relaciones estructurales son complicadas, presentándose un intenso plegamiento asimétrico al sur, con la existencia de corrimientos con vergencia al sur así como fallas normales de reajuste generadas en una segunda fase de deformación, de la falla de Cangua reporta un movimiento en bisagra. El autor reporta evidencias de desplazamiento rumbo-deslizante a lo largo de fallas conjugadas a la Falla El Pilar. Al evaluar una terraza marina fosilífera del Pleistoceno Medio indica un levantamiento de la cordillera posterior al Pleistoceno Superior. El autor realiza una evaluación de las características químicas y de accesibilidad con miras a la explotación de yeso y dolomía presentes en la Formación Cariaquito y de mármoles de la Formación Güinimita en las cercanías de Yaguaraparo.

ROJAS (1966) estudia un sector ubicado en el Municipio Cajigal del estado Sucre, el área está comprendida entre los meridianos que pasan por los caseríos de Cachipal al este y Río Seco al oeste, limita al norte con la Fila La Palencia-Buenos Aires, y al sur con la Carretera El Pilar-Güiria en el tramo entre Río Seco y Cachipal. En el área de estudio afloran las unidades Macuro, predominantemente esquisto cuarzo-clorítico y cuarzo-grafítico, presentándose hacia el tope 720 m de mármoles denominados por el autor **Calizas de Yaguaraparo**, con sección tipo en la quebrada Piedra Blanca, afluente del río Yaguaraparo ubicado en las cercanías del sector La Horqueta, este intervalo calcáreo está en contacto de falla inferior al esquisto antes mencionado, su contacto superior presenta una asociación de esquisto cuarzo micáceo y cuarzo-clorítico, por

lo cual representa una posible interestratificación de calizas y pelitas despegadas sobre el potente intervalo calcáreo y posteriormente metamorfizadas, el esquisto grafitoso suprayacentes al intervalo calcáreo se presentan replegados. Estas rocas se extienden al oeste del caserío de Mata Chivo, hasta el Corrimiento Las Piedras, donde se encuentra en contacto abrupto con el Esquisto de Macuro ubicados al norte, e infrayacen a las Metasedimentarias de Güinimita, que se presentan en el sector como meta-conglomerado, meta-arenisca y caliza fosilífera, ligeramente recristalizadas. Estructuralmente, en el sector estudiado por el autor, se identificaron los corrimientos con vergencia sur y dirección N090° de las Piedras, que controla la red de drenaje en el sector de Yaguaraparo; la F. Poza Amarilla que es interpretada como un informe fallado que genera una repetición en el Mármol de Yaguaraparo, al este de la fila El Paujil; y corrimiento El Retumbo que repite secuencia del Esquisto de Macuro, las estructuras, mencionadas presentan una dirección subparalela a , son seccionadas por fallas transversales en dirección N120°.

ROMERO (1966) evalúa en campo un área limitada al norte por las ensenadas de Cangua y Querepare y al sur por la localidad de Bohordal y el tramo de carretera entre Río Caribe y Río Seco. En el sector de estudio afloran según el autor 7.250 m de espesor del Esquisto de Macuro, presuntamente en contacto de falla con la unidad infrayacente, que se compone de 3.720 m de esquisto pelítico que considera equivalentes a la unidad Cariaquito (Carúpano), así mismo menciona que de las metasedimentarias de Güinimita afloran 760 m. En la zona de estudio el metamorfismo es del esquisto verde en la subfacies de cuarzo-albita-muscovita-clorita y cuarzo-albita-biotita, aumentando de grado hacia el norte donde aflora el Esquisto de Macuro; menciona en esta unidad la ocurrencia de meta-conglomerado oligomíctico de cuarzo con matriz carbonático – ferruginosa, que afloran en las quebradas El Tigre, La Rosa y Río del Medio. Estructuralmente en la zona de estudio establece la ocurrencia de tres grandes fallas, localmente atravesadas por fallas de rasgadura. La falla de Agua Fría-El Retumbo es una falla de corrimiento de vergencia sur, y rumbo N090°, que secciona el Esquisto de Macuro. La falla Las Piedras con características similares a la anterior, marca el contacto entre el Esquisto de Macuro y las Metasedimentarias de Güinimita, la falla se infiere a partir de un cambio brusco de litología y de buzamientos. Las fallas de rasgadura, tienen un rumbo generalizado NE-SO presentando una relación angular con el corrimiento de las Piedras. La falla de Cangua es descrita como una falla normal de ángulo alto que buza al norte, el autor considera que la misma es producto de un estado

de esfuerzos tensional posterior el estado de esfuerzos compresivo generador de las estructuras de corrimiento.

VILLEGAS (1966) evalúa un área perteneciente al municipio Arismendi y comprendida entre los meridianos que pasan por el Cabo Tres Puntas y San Juan de Las Galdonas. En el sector evaluado aflora el conjunto de esquistos de Uquire, Macuro y Cariaquito (Carúpano). La geología estructural local se caracteriza por presentar fallas de corrimiento y de gravedad, los pliegues están restringidos a un grupo e sinformes y antiformes de baja magnitud que afectan las rocas de Cariaquito. Entre los corrimientos menciona la Falla de Unare con rumbo aproximado N090° que pasa a N120°, siendo cortado por la falla de gravedad de Cangua en Playa Colorada, esta última se presenta como una zona de microfallas normales con posible componente rotacional que se evidencia a través de lineaciones observadas en el río Unare, menciona además el corrimiento Agua Fría-El Retumbo.

WEHRMANN (1966) entre el meridiano que pasa por el Cabo Mala Pascua, hasta el meridiano que pasa por el caserío de Bohordal se ocupa principalmente de caracterizar las unidades litológicas y correlacionar lateralmente éstas con las definidas en el sector oriental de la Península de Paria. Presenta una composición media litológica y mineralógica para las unidades definidas, así como interesantes análisis composicionales del meta-conglomerado de Macuro, resalta uno polimíctico constituido por fragmentos líticos donde el autor reporta la ocurrencia de cantos y guijarros rodados gneis, cuarcita, mármol y rocas ígneas ácidas, enfatizando en la presencia de dravita, una variedad de turmalina cuya probable proveniencia es una roca pegmatítica. El autor considera que el proceso de plegamiento de las rocas evaluadas ocurre bajo condiciones de plasticidad, de manera coeval al desarrollo de corrimientos generados por esfuerzos de compresión en dirección subparalela a norte-sur, que generan corrimientos orientados en dirección subparalela a N090° como el de Las Piedras y el de Agua Fría - El Retumbo, que considera es un pliegue-falla, desarrollado sobre el plano axial de un sinforme. La edad del paroxismo de metamorfismo, que alcanza de manera dinamotermal los estadios iniciales de la facies del esquisto verde, la establece en el Cretácico Temprano, cuando a su vez en un marco depositacional regresivo se deposita las rocas de Güinimita, razón por la cual esta unidad presenta evidencias de metamorfismo de bajo grado y relativamente poca deformación. Seguidamente establece el desarrollo de una etapa de deformación dominada por fallamiento transcurrente que desplaza los planos de corrimiento, identifica además un periodo tectónico

caracterizado por esfuerzos tensionales que generan fallas gravitacionales y diaclasas de tracción, señala que la región se encuentra bajo un proceso epirogénico activo.

FIERRO (1967) realizó un estudio en la Península de Paria el cual dividió en dos partes. La parte A son rocas de origen metamórfico, las cuales han sido afectadas por procesos de metamorfismo correspondiente a la facies del esquisto verde, subfacies cuarzo-albita-muscovita-clorita, aumentando la intensidad del metamorfismo de sur a norte. Estas rocas pertenecen a las unidades: Esquisto de Macuro, Esquisto de Cariaquito y Metasedimentarias de Güinimita. Estructuralmente se encuentran numerosos pliegues y fallas con un rumbo aproximado E-W. Este trabajo permitió corroborar datos como el corrimiento existente en la parte central, en el contacto entre el Mármol de Patao (del Esquisto de Cariaquito) y la Metasedimentarias de Güinimita. Así mismo, este estudio norte-sur, a todo lo ancho de la Península de Paria, permitió determinar un estimado del espesor de sus unidades. La parte B comprende un estudio de la cuenca sedimentaria existente en la Península de Paria. Permitted la diferenciación de los sedimentos pertenecientes a la Formación Güiria, de otros que se distinguen de los anteriores por su color de meteorización, ambiente de sedimentación y composición mineralógica, que lleva a relacionarlos con los estudiados en la Formación Mesa (?). A estos sedimentos se le asignan una edad Plio-Pleistoceno.

JIMÉNEZ (1967) hizo un estudio en la Península de Paria, desde las inmediaciones del pueblo Río Seco hasta la ciudad de Güiria. El autor divide su análisis en dos partes, la Parte A, fue el estudio de las rocas metamórficas. El carácter estructural más resaltante es un homoclinal con buzamiento sur, y la presencia de dos fallas de corrimiento (falla de Manacal y falla Las Piedras) en las cuales el bloque norte más viejo se encuentra por encima del bloque sur. La Parte B fue referente a los sedimentos de Paria, perteneciente a las Formaciones Güiria y Mesa. La Formación Güiria depositada en un ambiente marino de aguas somera a fluvial estuarino. En donde se mezclan diversos tipos de sedimentos, arena, limo, grava y guijarro, siendo la arena gruesa y mal escogida; la grava y guijarro se presentan bien escogidas con una redondez de rango subangular y una esfericidad moderada. De acuerdo a los minerales pasados detríticos indican tras posibles fuentes de sedimentos: ígnea, metamórfica y sedimentaria. La Formación Mesa de acuerdo al autor está constituida por una mezcla de sedimentos, donde predomina el óxido de hierro, intercalado con arena, limo, grava, guijarro y peñascos, característica de un ambiente

oxidante típico continental. Estas dos formaciones se han estipulado una edad de acuerdo a la fauna encontrada Plioceno-Pleistoceno respectivamente.

METZ (1967) evalúa en campo las evidencias de desplazamiento de la falla de El Pilar con dirección predominante N090°. Estima un movimiento dextral para la falla de El Pilar que no excede los 15 km. El autor correlaciona unidades metamórficas descritas por él en la localidad de Casanay, con las pertenecientes al Grupo Caracas, de acuerdo con proposiciones previas realizadas por CHRISTENSEN (1962).

MÚJICA (1967) realiza un estudio de campo en el sector norte de la Península, con énfasis en el estudio de rocas ígneas básicas metamorfizadas. Considera que la estructura de mayor jerarquía en el área estudiada es el denominado “Anticlinal de Toletes” que es asimétrico presentando mayor inclinación en el flanco sur, el plano axial buzando al norte tiene una orientación N075° con inmersión de unos 15° al este, presenta de acuerdo al autor desplazamientos como consecuencia de la cinemática de fallas de rasgadura orientadas en dirección N030° y N150°. La extensión del polémico “Sinclinal del Retumbo” es especificada, anulando las interpretaciones de años anteriores que consideran esta estructura como falla de corrimiento. En el Cabo Tres Puntas y en las Ensenadas de Puipuy y Cangua, basado en indicios geomorfológicos, postula la existencia de fallas normales subparalelas a N65°E. Sus interpretaciones petrológicas del Cabo Tres Puntas concluyen que se presentan afloramientos de piroxenita hornbléndica, alterada por procesos de diferenciación a tremolita –actinolita, así como de esquisto actinolítico y esquisto glaucofánico.

MUÑOZ (1967) efectúa un estudio mineralógico- petrográfico que define características químicas, macro y microscópicas y de una roca ultrabásica aflorante en forma alineada con la asociación serpentizada el Complejo de Cabo Tres Puntas, definida en trabajos previos como piroxenita hornbléndica. La interpretación de los análisis químicos efectuados, revelo que la roca se halla formada esencialmente por anfíbol tremolita-actinolítica producto de la alteración de una piroxenita, de la familia de las peridotitas, que de manera secundaria y por efecto de soluciones hidrotermales se vería enriquecida en alcálisis. El autor considera que la roca pertenece a un sistema de intrusiones ultrabásicas que afecta el complejo metasedimentario, de serpentinita y quizás metavolcánico de la parte oriental de la Cordillera de la Costa.

BETORET (1968) realiza una evaluación estratigráfica y estructural en el Antiforme de Toletes entre los meridianos del Cabo Mala Pascua y de Cabo Tres Puntas. En cortes de carretera El

Cerezo-Guarataro hasta la costa, considera que el área de afloramiento de la unidad hasta entonces denominada Cariaquito, corresponde más bien al Esquisto de Carúpano. Define en la Quebrada El Imposible (en las cercanías de Puipuy), y entre San Juan de Las Galdonas y Guarataro, un contacto de falla que pone en contacto por sobrecorrimiento al Esquisto de Carúpano con las unidades infrayacentes. El autor señala también que el eje axial del “Anticlinal” de Toletes presenta desplazamientos generados por dos fallas transversales; al sur de esta estructura define pliegues asimétricos de menor jerarquía, entre ellos el llamado “Sinclinal del Retumbo”, del cual considera que se encuentra parcialmente fallado. En la zona de Cabo Tres Puntas reportan la presencia de un sistema de fallas normales de origen post-orogénico.

DELFIN (1968) evalúa el sector costero centro-occidental, entre los meridianos del Cabo Mala Pascua y de Cabo Tres Puntas, definiendo y delimitando la naturaleza de los contactos concordantes entre las unidades Uquire y Macuro y abruptos entre Carúpano y las infrayacentes mencionadas. En el sector de Cabo Tres Puntas coincide con interpretaciones que señalan la existencia de tres fallas que definen una zona de brechas, en las cuales considera importante la componente de desplazamiento normal.

FIGUEIRA (1968) realizó dos secciones norte-sur en la Península de Paria, a través de los ríos Maraval – Puerto La Cruz y la Horqueta. La sección Maraval-Puerto La Cruz, atraviesa las unidades Uquire, Macuro, Cariaquito (Mármol de Patao) y Güinimita. Las estructuras principales son el “Anticlinal” de Tolete y el “Sinclinal” de El Retumbo. Una serie de pequeños pliegues fueron localizados al norte, en el Esquisto de Uquire. En el contacto Macuro-Patao fue establecida una falla. En la sección del Río La Horqueta fueron localizadas una falla intraformacional, una presunta intrusión ígnea y una serie de pequeños pliegues. El autor presenta un resumen de un estudio biográfico acerca de la mineralogía de las distintas unidades metamórficas de la Península de Paria. Se hace especial énfasis en el caso de Sinonimia entre Uquire y Toletico.

MACSOTAY (1968), realiza un informe como resultado de tres visitas realizadas con el Dr. P. BERMÚDEZ, en los años 1964, 1965 y 1966, el cual publicó la microfauna procedente de la localidad tipo de la Formación Güiria (1966: 371). El autor describe la estratigrafía, paleontología y correlaciones de dos unidades cenozoicas de la Península de Paria; las formaciones Güiria y Río Salado. También menciona brevemente otras zonas de sedimentos jóvenes. En base a la fauna realiza las comparaciones con otras formaciones geológicas de Venezuela y Trinidad. Se

describen como nuevas cuatro especies y dos subespecies encontradas en el área, *Anadara (Scapharca) costaricensis gameroae* subesp, nueva, *Cyathodonta rectangularata* esp. nueva, *Chione (Chione) pailasana constricta* subesp nueva, *Cerithium (Theridium) Güirianum* esp. nueva, *Polinices (Polinices) ovalatus* esp. nueva, y *Melongena (Pugilina) morio, irende* subesp. nueva.

MORENO (1968) reinterpreta estructuralmente la sección San Francisco – Quebrada Baró, que por efectos del intenso plegamiento isoclinal presentaba espesores de hasta 5.000 m para los conjuntos esquistosos de Uquire, Macuro y Cariaquito. Sobre la base del posible comportamiento plástico del Esquisto de Uquire ante el proceso de plegamiento que tiende a engrosar la zona apical, considera finalmente que en la sección evaluada el espesor no sobrepasa los 2.400 m.

NAVARRETE (1968) presenta evidencias de la ocurrencia de un pliegue-falla en el sector El Retumbo, cerca de la Fila El Paujil, entre las quebradas San Francisco – Baró. Reporta corrimientos en la costa norte de rumbo subparalelo a E-W. Señala que el axioma base para la definición de la relación cronoestratigráfica en la zona que es el paralelismo entre la foliación y las superficies de estratificación no siempre se cumple, especialmente para los esquistos de Uquire y Macuro, unidades que se encuentran intensamente deformadas en una disposición isoclinal en las cuales la foliación puede llegar a ser perpendicular a la superficie de estratificación. El autor resalta la complejidad estructural del sector de Cabo Tres Puntas.

PÉREZ (1968) realizó un estudio geológico a detalle de dos secciones de la Península de Paria: (a) Sección Río Boca de Cumaná, las rocas que afloran pertenecen a la Uquire, caracterizada por esquisto y cuarcita grafitosa y Macuro caracterizada por la presencia de esquisto cuarzo clorótico, cuarcita clorítica, filita clorítica, caliza y esquisto cuarzo micáceo; y (b) Sección Quebradas San Francisco – Baró, las rocas de esta zona son de las unidades Uquire, Macuro y Cariaquito, para el autor el Mármol de Patao esta caracterizado por esquisto cuarzo micáceo, mármol y una gran veta de yeso sacaroideo y el Esquisto de Yacua esta formado por esquisto micáceo-grafitoso, filita y pizarra grafitosa. Las rocas que afloran en las dos secciones han sido afectadas por un metamorfismo de bajo grado, correspondientes a la facies del esquisto verde, que aumenta hacia el norte. Estructuralmente en la sección Río Boca de Cumaná, la principal estructura localizada es el “Anticlinal” de Toletes. Dos corrimientos en el flanco sur con planos de fallas buzando al norte y una alternancia de antiformes y sinformes de pequeña magnitud. En la sección quebradas San

Francisco-Baró se interpretaron una serie de pliegues isoclinales con planos axiales buzando al sur.

SOTO (1968) realizó un estudio en la Península de Paria de secciones geológicas orientadas norte sur en diferentes zonas. El autor determinó la presencia de un sinforme de una zona donde se consideraba que la estructura era una falla, ubicada en el Río Maraval. Además de esta estructura fueron determinadas una serie de estructuras menores, la cuales evidencian la gran deformación que ha sufrido la Península de Paria. En la sección desarrollada en el Río La Horqueta, se determinó la presencia de una falla de cierta magnitud hacia la mitad de la sección. En el río Sivisa al este de Güiria se observó la presencia de gneis en forma de núcleo dentro del esquisto cuarzo-micáceo-clorítico del Esquisto de Macuro. El estudio petrográfico de este gneis indicó un origen ígneo, pudiéndose considerar en la etapa de transición granito-gneis. Este trabajo aclara el problema de sinonimia con respecto a la unidad Esquisto de Uquire y el Esquisto de Toletico. Después de un estudio detallado de los minerales de ambas unidades y de su porcentaje promedio, se llegó a la conclusión de que se trata de una misma unidad litológica pues están en proporciones equivalentes.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1969) realizaron una integración de los datos recabados por los tsistas que bajo su supervisión estudiaron el área que comienza al este de Cabo Mala Pascua hasta Boca Grande en el extremo oriental de la Península de Paria. En la parte septentrional los autores señalan que aflora una secuencia de rocas metamórficas e ígneas, al sur de la cual, y al oeste de Güiria se presentan sedimentos del Pleistoceno- Reciente. La columna estratigráfica definida en 1965, ha sido seguida al oeste y comprende las “formaciones” Uquire y Macuro, posiblemente del Triásico- Jurásico, caracterizadas por esquisto cuarzo micáceo, grafitoso, clorítico y cuarcita fina. Dentro de la “Formación Macuro” (actual Esquisto de Macuro), se define los miembros del Mármol de la Horqueta y del Mármol de Yaguaraparo, y se reclasifica, en Paria Oriental, el miembro Guatay como parte superior de esta unidad. Posteriormente continua la “Formación” Cariaquito, cuyo miembro inferior es, el Mármol de Patao, caracterizado por mármol y yeso, y el superior, “Miembro” Yacua, por esquisto calcáreo y filita grafitosa. En la parte noroccidental de la zona se describen afloramientos de la “Formación” Carúpano, la cual consideran equivalente al “Miembro” Yacua. Los metasedimentos mas jóvenes se clasifican dentro de la “Formación” Güinimita, caracterizada por meta-arenisca, meta-conglomerado, y mármol fosilífero cuya edad basada en moluscos es del Cretáceo Inferior. En la parte occidental de la Península se describe

una nueva sección, que es considerada parte de las Metasedimentarias de Güinimita. Se describe el Gneis de El Dragón y la “Asociación Ígneo- Metamórfica El Mango- Doña Juana” (actual Gneis de El Mango). En la costa norte se define una línea de afloramientos de peridotita serpentinizada, y cerca del Cabo Tres Puntas, una piroxenita anfibolitizada, que consideran una intrusión tardía del magma ultrabásico. Los autores reportan un esquisto verde de origen metavolcánico similar al que aflora en El Copey cerca de Carúpano. En general las rocas han sufrido un metamorfismo de bajo grado, de la facie del esquisto verde. Los “xenolitos” de la “Asociación Ígneo- Metamórfica de El Mango- Doña Juana”, han experimentado un metamorfismo de contacto correspondiente a la facie de “hornfels” (corneanas) con albita y epidoto (FYFE, TURNER & VERHOOGEN 1958). Los accidentes tectónicos de mayor relieve en la Península de Paria son, el “Anticlinal” de Tolete, la falla longitudinal, probablemente de gravedad, de Manacal, y el corrimiento de San Juan de Los Galdonas.

SEIJAS (1969) evalúa las características litológicas y estructurales de un sector ubicado entre la localidad de Rió Caribe y el Cabo Mala Pascua, al oeste del límite del área de estudio de los tesis de años anteriores, donde reporta que afloran las unidades: (a) Tunapui: el autor considera esta unidad distinta al esquisto de Macuro al estar conformada por una secuencia de esquisto clorítico, mármol, filita micácea grafitosa, esquisto cuarzo-micáceo y desarrollos metaconglomeráticos importantes, no obstante este factor diferenciador, el autor considera estas unidades equivalentes parciales siendo señalando a su vez que son correlacionables con la Formación Maracas de Trinidad; (b) Carúpano es equivalente por correlación a la Unidad Yacua de la Formación Cariaquito de GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1965), siendo esta última correlativa a la Formación Grand Riviere de Trinidad. Esta unidad está constituida por una secuencia de filita carbonática-grafitosa que muestran desarrollos en la parte media y superior de mármol oscuro lenticular y esquisto cuarzo micáceo-grafitoso-carbonático. Se presenta en contacto de falla al sur con la unidad infrayacente; (c) El Copey de acuerdo a su posición estratigráfica suprayacente a las rocas de Carúpano, su posible edad es Barremiense-Albiense, el contacto con el esquisto es definido por el autor como normal e interdigitado, la unidad se encuentra constituida por esquisto clorítico-epidótico, localmente actinolítico, metalava básica, localmente almohadillada, que suele presentar algo de actinolita y pumpellita y por último una metatoba epidótica medianamente cuarzosa con plagioclasa, clorita y pumpellita; señala la ocurrencia en contacto de falla de esta unidad con el Esquisto de Carúpano. Finalmente menciona que afloran (d) las Metasedimentarias

de Güinimita de edad Barremiense-Aptiense, de acuerdo a dataciones de moluscos presentes en mármoles impuros localmente fosilíferos y poco recristalizadas, estas pasan gradualmente a mármol arenoso y meta-arenisca carbonática, con la presencia local de mármoles dolomíticos oscuros. La secuencia finalmente pasa a ser dominada por meta-conglomerado polimíctico de tamaño mayor a 2 mm y meta-arenisca feldespática que presentan buena estratificación y reflejan condiciones metamórficas de grado bajo, para finalizar en un paquete de filita con micas bien desarrolladas y textura lepidoblástica.

POTTER (1972) presenta una “columna estratigráfica” revisada del NE de Trinidad, propone un estilo de deformación Alpino con plegamientos indicativos de múltiples eventos de deformación que se presentan en forma de napas que dan lugar al desarrollo de pliegues recumbentes. Una evaluación de paleo-corrientes le permite sugerir una dirección de transporte de sedimentos desde una fuente ubicada al norte, lo cual tiene importantes implicaciones paleogeográficas durante el Mesozoico para el área donde aflora la anteriormente denominada Serie Caribe.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1974) establecen una semejanza química - mineralógica del Gneis de El Dragón con la Asociación Ígneo - Metamórfica El Mango-Doña Juana (Fig. N°). Para la asociación de rocas ígneo-metamórfica de El Mango a través de estudios radiométricos de K/Ar (SANTAMARÍA & SCHUBERT 1974) indican una edad de 128 Ma. \pm 11 Ma. Postulan un foco intrusivo granítico que produjo el granito propiamente dicho, y su acción térmica (metamorfismo de contacto) sobre los xenolitos pelíticos, convirtiéndolos en hornfels (corneana). Las soluciones mineralizadoras que acompañaron la intrusión granítica, actuaron en forma metasomática sobre las rocas existentes, generando gneis de inyección, migmatitas y paragneis. Los autores mencionados creen que el magmatismo es post-metamórfico, y que la presencia de ortogneises, evidencia una segunda actividad metamórfica. Finalmente, postulan que el foco intrusivo de El Mango-Doña Juana, contiene la única parte expuesta de una masa batolítica mayor, cuya influencia metasomática, dio origen al Gneis de Dragón y a los demás paragneis de la península de Paria

NAVARRO (1974) a partir de la semejanza del ensamblaje químico – mineralógico existente entre del Gneis de El Dragón y el Gneis de El Mango, postula que ambos representan un mismo evento intrusivo granítico que afecta las rocas jurásicas de Macuro.

SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974) en estudios radiométricos realizados en el Gneis de El Mango presentan edades K/Ar sobre una en una controvertida hornblenda (128 ± 11 Ma), una de muscovita (81 ± 4 Ma) y en dos muestras de roca total (53 ± 3 y 60 ± 4 Ma).

GIRAL (1976) determina en base a las asociaciones mineralógicas definidas en rocas metasedimentarias de Güinimita y en los Esquisto de Cariaquito, que las rocas metamórficas aflorantes en la región central de Sucre, situada al sur de Carúpano entre Mundo Nuevo y El Pilar, alcanzaron la facies del esquisto verde, subfacies cuarzo-albita-muscovita-clorita, sin embargo menciona que localmente alcanzan la subfacies de la cuarzo-albita-epídoto-biotita. Señala la ocurrencia de tres periodos de plegamiento, uno Pre-metamórfico de edad Cretácico Medio, caracterizado por el desarrollo pliegues suaves con plano axial vertical, un segundo periodo de tipo isoclinal sinmetamórfico, con desarrollo de foliación axial subvertical, ocurrido bajo condiciones visco-plásticas durante el Cretácico Tardío y por último un tercer evento Oligoceno de plegamiento de flexión por deslizamiento, ocurrido en estado frágil. Observa y define tres conjuntos de fallas: (1) longitudinales de ángulo alto con componente de desplazamiento normal, (2) transversales que cortan a las fallas longitudinales y (3) el Sistema de Fallas de El Pilar al cual asigna un desplazamiento de edad post-Pleistoceno. El autor evalúa manifestaciones geotérmicas probablemente asociadas con el Sistema de Fallas de El Pilar, mencionando las localidades de emanación de gases y aguas termales y sus características físico-químicas. Finalmente establece un contacto de falla de las rocas metamórficas evaluadas con rocas sedimentarias Cretácicas de Barranquín, define la naturaleza de dicho contacto como una probable zona de sutura, mencionando la presencia de serpentinita en las cercanías al mismo, sin especificar la ubicación exacta de ocurrencia de estas rocas. Considera que las unidades litológicas estudiadas ocurren en distintas provincias geológicas, aunque con condiciones depositacionales similares.

CAMPOS (1981) interpreta diversos aspectos asociados las rocas ígneo-metamórficas presentes en la Península de Paria y Carúpano. Específicamente, respecto a aquellas existentes en Cabo Tres Puntas considera que se trata de una compleja asociación gabro-diorítica donde la presencia de glaucofano-epídoto es indicativa del paso de estas rocas por condiciones de metamorfismo de alta presión, estas rocas posteriormente serían afectadas por condiciones de la facies de el esquisto verde, causando la reorientación y desestabilización de dichos minerales. Acerca de la compleja evolución geodinámica de la parte nororiental de Venezuela presenta

hipótesis y edades relativas que, basadas en gran parte en las rocas existentes en Paria y Margarita, permiten definir múltiples variaciones en el marco tectónico regional desde el Jurásico, cuando se individualizan las cuencas bajo un régimen distensivo que permitió la creación de corteza oceánica que subsiguientemente subdujo bajo un microcontinente o arco de islas ubicado al NNO de Paria. Condiciones paleogeográficas poco claras generan la colisión arco de islas-continente posiblemente hacia el Valanginiense, como se interpreta a partir de la presencia de una discordancia importante que pone en contacto rocas de dicha edad con rocas Jurásicas. El desarrollo de condiciones de compresión generalizada generan metamorfismo, en asociación a la profundidad de soterramiento alcanzada, el cual es para el autor contemporáneo con el desarrollo de dos fases de plegamiento isoclinal de edad Coniaciense- Campaniense, se produce de esta manera en las rocas una esquistosidad paralela y otra secante al plano axial de los pliegues. Durante el Paleoceno-Eoceno se desarrollan expresiones de un estilo morfoestructural de tipo alpino que están evidenciadas, en el área de San Juan de Las Galdonas, por la presencia de retrocorrimientos asociados a esfuerzos principales orientados en dirección NO-SE, la fase de deformación señalada da lugar al desarrollo de variaciones en la orientación de la esquistosidad generada durante la fase de metamorfismo Cretácica, debido al desarrollo de pliegues de arrastre. En el Cenozoico el marco tectónico regional se ve dominado por el desarrollo de una tectónica de napas, desde finales del Eoceno y durante el Terciario postula el desarrollo de fallas rumbo-deslizantes que en periodos alternantes de manera diacrónica generan compresión y/o distensión dando lugar a cuencas marginales rellenas por depósitos continentales derivados del proceso de exhumación y erosión activo.

PÉREZ & AGGARWAL (1981) desarrollan un modelo de subducción de la placa oceánica Atlántico por debajo de Trinidad y de la placa Caribe que en el norte genera un proceso de obducción de la primera, que se extiende desde Trinidad hasta las Antillas Menores; hacia el sur, con base en datos sismológicos plantean que la subducción del Atlántico por debajo de Caribe termina en las adyacencias de la zona de fallas Los Bajos-El Soldado.

SPEED (1985) evalúa algunos elementos tectónicos de origen o emplazamiento Cenozoico relacionado a un proceso de colisión oblicua dextral del arco de islas de las Antillas Menores con el margen pasivo Mesozoico de Suramérica. Señala como edad probable del inicio de la colisión el Eoceno Tardío u Oligoceno, la hipótesis de colisión oblicua presentada implica una progresiva