

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO



INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE PARIA,
ESTADO SUCRE, VENEZUELA

Tutor Académico: Franco URBANI

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por los Bachilleres
Daniel PETRÁSH, & Cristina REVANALES
para optar al título de

INGENIERO GEÓLOGO

Caracas, junio de 2006

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO



INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE PARIA,
ESTADO SUCRE, VENEZUELA

Tutor Académico: Franco URBANI

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por los Bachilleres
Daniel PETRÁSH, & Cristina REVANALES
para optar al título de

INGENIERO GEÓLOGO

Caracas, junio de 2006

Daniel A PETRÁSH R. & Cristina A. REVANALES
INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE PARIA, ESTADO SUCRE.
RESUMEN

Trabajo Especial de Grado. Tutor Académico: Dr. Franco URBANI. Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología. 2006. 318

Palabras clave: Península de Paria, Geología, Transpresión, Estado Sucre, Metamorfismo, Deformación

El cinturón móvil marginal al norte de Suramérica en la región de la península de Paria es una zona en la cual pueden ser reconocidos bloques litosféricos que en su conjunto muestran patrones complejos y variables de deformación convergente, que como consecuencia de desplazamientos oblicuos post-Eocenos dieron lugar a la imbricación tectónica del margen pasivo Mesozoico de Suramérica, lo que ocurrió de manera diacrónica de oeste a este. El proceso deriva finalmente en la sutura parcial de un arco insular remanente, resultante de un proceso de subducción que se desarrolló al ONO de Paria entre el Cretácico y el Paleógeno. Dicho arco es parte integrante de la placa Caribe que, en su traslación relativa hacia el este, ha generado una zona limitrofe predominantemente transpresiva que se extiende a lo largo del límite norte de Suramérica. En el área de estudio y zonas aledañas, gran parte de esta deformación es acumulada en el desplazamiento del Sistema de Fallas de El Pilar, el cual limita dos provincias con historias geológicas distintas, al sur la serranía del Interior Oriental y al norte el cinturón ígneo-metamórfico conformado por la parte oriental de cordillera de La Costa. La falla de El Pilar acumula un desplazamiento dextral asociado a un particionamiento de esfuerzos post-Eoceno; hacia el Mioceno tardío reacomodos del margen generan una migración de la zona principal de desplazamiento desde el Sistema El Pilar hacia el Sistema Los Bajos, dando lugar al desarrollo de una cuenca tensional oblicua en el golfo de Paria.

El cinturón ígneo-metamórfico de Paria es definido como un orógeno de doble vergencia generado como consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas Caribe y Suramérica (CRUZ 2005); dos terrenos pueden ser reconocidos en este orógeno: el primero, de carácter para-autóctono, está conformado por los depósitos profundos de la cuenca de margen pasivo, acretados conjuntamente con fragmentos del basamento granítico (SPEED *et al.* 1997). Se yuxtapone a este terreno parte de la corteza oceánica mesozoica, y quizás depósitos de antearco cretácicos, definiendo una provincia alóctona, cuyo límite se produce a lo largo de la zona de falla de Coche - North Coast, un sistema transtensional que ocurre en la costa norte. Ambos terrenos se encuentran afectados por un metamorfismo en la facies del esquisto verde, no obstante su historia metamórfica es distinta. El terreno alóctono fue afectado por un metamorfismo generado en la zona de subducción mesozoica, donde se alcanzaron condiciones que permitieron neogénesis mineral en las facies del esquisto azul y del esquisto verde, posteriormente todos estos minerales serían reequilibrados bajo la facies del esquisto verde. El último evento de metamorfismo alcanza la zona de la clorita y localmente la de la biotita; es probable que las condiciones de metamorfismo que afectan las secuencias de margen pasivo sean consecuencia del emplazamiento del terreno alóctono durante el Mioceno medio, como lo revelan análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efectuados por SPEED *et al.* (1997) en micas metamórficas del Gneis de El Mango.

En el margen activo del Mioceno de Venezuela nororiental cuencas antepaís periféricas diacrónicamente migrantes al este, reciben depósitos flysch sinorogénicos, el transporte de masas se produce por difusión lateral en ambientes marinos limitados al NNO por el cinturón ígneo-metamórfico, al sur por un combamiento (forebulge) oblicuo asociado a arreglos litosféricos derivados del avance del frente de deformación desde el NNO y al este por

una zona de subducción con vergencia al oeste, asociada a dicha zona ocurre un magmatismo con una afinidad de arco de islas, expuesta al sur de Carúpano la unidad Riolita Porfídica de Carúpano es una evidencia remanente del extinto arco. Con la disminución del espacio de acomodación, se desarrollan ambientes deltáicos, que con el inicio de la sutura en el sector occidental pasan a ser recubiertos por depósitos molásicos, son estos ambientes continentales y transicionales los que caracterizan la sedimentación del pleistoceno al sur de Paria, ocurriendo desde El Pilar hasta Güiria. A continuación se presenta una tabla resumen de las unidades tectono-estratigráficas que pueden ser reconocidas en la península de Paria, se incluyen las siglas empleadas en los 33 mapas a escala 1:25.000 generados fundamentalmente con datos de superficie obtenidos por tesis UCV 1964-1969, para el desarrollo de los mismos, se utilizaron técnicas de cartografía digital coadyuvantes para la mejora de la cartografía geológica, éstas incluyen modelos de elevación e iluminación y sombra. El uso de dichas técnicas hizo posible definir dos provincias morfo-estructurales separadas por el valle diagonal de río Grande, generado por fallas que definen una zona transtensional que disecta el orógeno.

UNIDADES SEDIMENTARIAS

Medios depositacionales recientes

Holoceno – Cuaternario

Valle

Qcal	Valle coluvio- aluvial
Qal	Valle aluvial

Planicie litoral marina

Qhcf	Cordón o flecha
Qha	Albúferas
Qhh	Planicie cenagosa herbácea
Qhar	Planicie cenagosa arbolada
Qmm	Manglar marino funacional (slikke)
Qht	Cubeta de marea (turbera)

Planicie de desbordamiento

Qet	Explayamiento terminal
-----	------------------------

Pleistoceno Superior - Holoceno

Valle

Qpal	Valle aluvial
------	---------------

Pleistoceno Superior

Planicie litoral marina

Qpd	Dunas
-----	-------

Piedemonte

Qpe3	Explayamiento
Qpe2	Explayamiento
Qpcd	Cono de deyección
Qpr2	Rampa de explayamiento

Pleistoceno Inferior

Piedemonte

Qpae	Abanico de explayamiento
------	--------------------------

Planicie de desbordamiento

Qpet	Explayamiento terminal
------	------------------------

Bajos de ablación

Qprd	Rampa de denudación
------	---------------------

Planicie de explayamiento

Qppp	Planicie piedemontina
------	-----------------------

Depósitos en cuencas sucesoras acrecionales y post-acrecionales

Terciario

Qpg	Formación Güiria
Qrs	Formación Río Salado
Qpm	Formación Mesa
Tmar	Formación Los Arroyos

Depósitos de margen pasivo Cretácico Temprano

Kb	Formación Barranquín
Kc	Formación El Cantil
Ksa	Formación San Antonio

UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS

Intrusivas asociadas al AIT de las Antillas Menores

Terciario (Mioceno Tardío)

Tc	Riolita porfídica de Carúpano
----	-------------------------------

Alóctonas con afinidad MORB y/ o AIT

Cretácico Temprano (Aptiense)

Kec	Metaígneas de El Copey
Kec3g	Metagabro
Kec3p	Metaperidotita
Kec1s	Serpentinita
Kec3a	Melange tectónico

Metasedimentarias de margen pasivo

Cretácico Temprano (Barremiense – Aptiense (?))

Kc	Esquisto de Carúpano
Kcq	Esquisto de Cariaquito
Kcqp	Mármol de Patao
Kcqy	Esquisto de Yacua

Ku	Esquisto de Uquire
Kg	Metasedimentarias de Güinimita

Jurásico Tardío – Cretácico Temprano

JKt	Esquisto de Tunapui
JKma	Esquisto de Macuro
JKmah	Mármol de Yaguaraparo
JKmah	Mármol de La Horqueta
JKmag	Esquisto de Guatay

Fragmentos de basamento granítico Paleozoico

Carbonífero

Pzcd	Gneis de El Dragón
Pzcm	Gneis de El Mango

ÍNDICE

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN	22
1.1 OBJETIVOS Y ALCANCES DEL TRABAJO	23
1.2 ÁREA DE ESTUDIO	24
1.3 VÍAS DE ACCESO	25
1.4. METODOLOGÍA	27
Fase I.- Digitalización de hojas cartográficas del área de estudio a escala 1:25.000	27
Fase II.- Compilación e integración.	27
Fase III.- Trabajo de campo.	27
Fase IV.- Integración.	28

CAPÍTULO II

2. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS	29
2.1 CARACTERIZACIÓN DE UNIDADES TOPOGRÁFICAS	29
2.1.1 Unidad de montañas en el sector occidental	30
2.1.1.1. Área entre Carúpano y el Cabo Mala Pascua	30
2.1.1.2. Valle del río Grande	31
2.1.1.3. Área entre el río Grande y Cabo Tres Puntas	32
2.1.2 Unidad de montañas en el sector oriental	33
2.1.3 Unidad de planicie costera	35
2.2 DRENAJE	35
2.3 CONSIDERACIONES GEOMORFOLÓGICAS FINALES	38

CAPÍTULO III

3. TRABAJOS PREVIOS	39
---------------------	----

CAPÍTULO IV

4. GEOLOGÍA REGIONAL	49
4.1. PRINCIPALES ACCIDENTES TECTÓNICOS QUE AFECTAN EL	

ÁREA DE ESTUDIO	49
4.1.1. Sistema de fallas El Pilar	52
4.1.2. Sistema de fallas Los Bajos – Warm - Springs	56
4.1.3. Sistema de fallas de Coche - North Coast	58
4.2 METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN	58
4.3 UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS	61
4.3.1 Unidades litodémicas	64
4.3.1.1 Unidades de afinidad granítica Paleozoica	65
4.3.1.2 Unidades para-autóctonas de protolito sedimentario	72
4.3.1.3 Unidades aloctónas de afinidad oceánica (MORB y /o Arco de Islas)	96
4.3.1.4 Unidad ígnea subalcalina hipoabisal (de afinidad Arco de Islas)	101
4.3.2 Unidades Litológicas	109
4.3.2.1 Unidades litológicas Cretácicas (depositadas en el margen pasivo Mesozoico)	109
4.3.2.2. Unidades litológicas Paleoceno (?) -Mioceno depositado en cuencas de margen activo)	111
4.3.2.3 Unidades litológicas Cuaternarias (depositadas en cuencas sucesoras post-acrecionales)	113
4.3.2.4 Medios sedimentarios Holocenos	116
CAPÍTULO V	
5. INTERPRETACIONES GENERALES	123
5.1 INTERPRETACIONES ESTRUCTURALES	123
5.1.1 Sector occidental	123
5.1.1.1 Sector al oeste del valle del río Grande	124
5.1.1.2 Valle del río Grande	128
5.1.1.3 Sector al este del valle del río Grande	130
5.1.2 Sector oriental de Paria	135
5.2 INTERPRETACIONES GEODINÁMICAS FINALES	145
5.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE PARIA	147
5.3.1 Mesozoico	147

5.3.2 Cenozoico	151
CAPÍTULO VI	
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	155
BIBLIOGRAFÍA	159
APÉNDICES	
APÉNDICE I.	
RESUMEN EXTENDIDO DE TRABAJOS PREVIOS	174
APÉNDICE II.	
DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS	214
AII.1 MEDIOS DEPOSITACIONALES RECIENTES	214
AII.1.1 Depósitos aluviales terrestres y marinos (Pleistoceno Inferior)	214
AII.1.2 Depósitos aluviales terrestres y marinos (Pleistoceno Medio)	215
AII.2 UNIDADES SEDIMENTARIAS Terciarias (depositadas en cuencas sucesoras post-acrecionales)	219
AII.2.1 Formación LOS ARROYOS.	220
AII.2.3 Formación MESA.	221
AII.2.4 Formación RÍO SALADO. (INFORMAL)	222
AII.2.5 Formación GÜIRIA.	224
APÉNDICE III.	
GLOSARIO DE UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS	227
AIII. 1. UNIDADES DE PROTOLITO ÍGNEO PALEOZOICO	227
AIII.1.1 Gneis de EL DRAGÓN	227
AIII.1.2 Gneis de EL MANGO	229
AIII.2 UNIDADES DE PROTOLITO SEDIMENTARIO DEL MESOZOICO	231
AIII.2.1 Esquisto de MACURO	231
AIII.2.1.1 Esquisto de GUATAY	233

AIII.2.2. Esquisto de TUNAPUI	233
AIII.2.3. Esquisto de CARIAQUITO	236
AIII.2.3.1. Esquisto de YACUA	237
AIII.2.3.2. Mármol de PATAO	238
AIII.2.4. Esquisto de CARÚPANO	239
AIII.2.5. Metasedimentarias de GÜINIMITA	241
AIII.2.6 Esquisto de TOLETICO	243
AIII.2.7 Esquisto de UQUIRE	244
AIII.3 UNIDADES DE AFINIDAD OCEÁNICA (MORB Y /O ARCO DE ISLAS)	244
AIII.3.1 Metaígneas de EL COPEY	244
AIII.3.2 Metavolcánicas de BOCAS	247
AIII.3.3 Complejo MEJILLONES	248
AIII.4 UNIDAD ÍGNEA SUBALCALINA HIPOABISAL (DE AFINIDAD ARCO DE ISLAS)	250
AIII.4.1 RIOLITA PORFÍDICA DE CARÚPANO	250
APÉNDICE IV.	
NOTAS SOBRE LAS UNIDADES DEFINIDAS ENTRE 1964 Y 1969	252
AIV. 1. SOBRE LA EQUIVALENCIA TOLETICO – UQUIRE	252
AIV.2 LA EQUIVALENCIA CARIAQUITO - CARÚPANO	253
AIV.3 LA EQUIVALENCIA TUNAPUI – MACURO, TUNAPUI – CARIAQUITO, TUNAPUI – GÜINIMITA.	255
AIV.4. ACERCA DEL ORIGEN ALTERNATIVO DE LA UNIDAD GÜINIMITA	256
APÉNDICE V.	
COMPILACIÓN DE DATOS PETROGRÁFICOS DE UNIDADES	261
AV.1 UNIDADES DE AFINIDAD GRANÍTICA (POST-COLISIONAL) PALEOZOICA	264
AV.1.1 GNEIS DE EL MANGO	264

AV.1.2 GNEIS DE DRAGÓN	270
AV.2 UNIDADES PARA-AUTÓCTONAS DE PROTOLITO SEDIMENTARIO	271
AV.2.1 ESQUISTO DE MACURO	271
AV.2.1.3 Esquisto de Guatay	287
AV.2.2 ESQUISTO DE TUNAPUI	289
AV.2.3 ESQUISTO DE CARIAQUITO	290
AV.2.4 ESQUISTO DE UQUIRE	296
AV.2.5 ESQUISTO DE TOLETICO (ACTUAL ESQUISTO DE UQUIRE)	298
AV.2.6 ESQUISTO DE CARÚPANO.	303
AV.2.7 METASEDIMENTARIAS DE GÜNIMITA	305
AV.3 UNIDADES ALOCTÓNAS DE AFINIDAD OCEÁNICA (MORB Y /O ARCO DE ISLAS)	311
AV.3.1 METAÍGNEAS DE EL COPEY	311
AV.4 UNIDAD ÍGNEA SUBALCALINA HIPOABISAL (DE AFINIDAD ARCO DE ISLAS)	315
AV.4.1 RIOLITAS DE CARÚPANO	315
APÉNDICE VI. COMPILACIÓN DE DATOS ESTRUCTURALES PROMEDIO	317
ANEXOS	
ANEXO I MAPAS GEOLÓGICOS DEL SECTOR OCCIDENTAL.	
ANEXO II. MAPAS GEOLÓGICOS DEL SECTOR ORIENTAL	
ANEXO III. PRODUCTOS DIGITALES DESARROLLADOS (M.I.S, M.D.E) MODELO ALTIMETRICO. MODELOS DE ILUMINACIÓN Y SOMBRA (M.I.S.) MODELOS DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL TERRENO (M.E.D.T)	

ANEXO IV. ALGUNOS CORTES GEOLÓGICOS DE PARIA

(TOMADOS DE T.E.G UCV-65-69)

Sifontes (1969): corte transversal en el área de Carúpano, hacia el límite oeste del área de estudio.

Picard - Wehrmann (1966): varios cortes transversales en el área entre Cabo Mala Pascua y Ensenada dePuipui (alrededores de Cangua)

Méndez - Ochoa (1965): transversal entre Cabo Tres Puntas y Fila El Paujil

Betoret - Delfín (1968): transversal N-S Río Boca de Cúmana- Fila El Paujil

Belfort - Campos (1965): transversal entre Río El Morro y Río Maraval

Pérez (1968): transversal N-S entre Punta San Francisco y Qda. Baró

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Vía de acceso hacia Puerto Hierro y su estado actual	25
Figura 1.2	Área de estudio y su situación relativa regional	26
Figura 2.1	Representación altimétrica que permite apreciar la ocurrencia de dos unidades topográficas	31
Figura 2.2	Rasgos geomorfológicos del área oriental de la Península de Paria.	33
Figura 2.3	Ensenada de Mapire, en la costa del golfo de Paria.	34
Figura 2.4	Entallamiento del drenaje	37
Figura 4.1.	Mapa de las principales provincias y terrenos tectónicos en el norte de Venezuela	50
Figura 4.2.	Vista esquemática desde Suramérica hacia el norte	51
Figura 4.3.	Mapa sintético del fallamiento regional.	52
Figura 4.4	Interpretación cortical NNO-SSE en el sector oriental de Paria.	53
Figura 4.5	Configuración de los fallamientos activos en la Península de Paria.	54
Figura 4.6.	Características cinemáticas típicas en márgenes en convergencia oblicua.	55
Figura 4.7	Corte regional NNO-SSE a través de la región peninsular Araya-Paria y la Cuenca Oriental de Venezuela.	59
Figura 4.8.	Zona aproximada de afloramientos del Gneis de El Dragón y de El Mango en el sector oriental.	65
Figura 4.9.	Fomicrográfias de El Mango y El Dragón.	69
Figura 4.10.	Afloramientos de el Esquisto de Macuro	73
Figura 4.11.	Tipos litológicos característicos de (A) el Esquisto de Tunapui y (B) en el Esquisto de Macuro	74
Figura 4.12.	Composición mineralogía típica de (A) el Mármol de Yaguaraparo, (B) en el Esquisto de Guatay	74
Figura 4.13.	Composición mineralógica promedio en esquisto clorítico cuarzo-micáceo del Esquisto de Macuro	75
Figura 4.14.	Gráfica composicional promedio del conglomerado lítico de los Esquistos de Macuro	75

Figura 4.15.	Fotomicrografía de un canto en metaconglomerado lítico	76
Figura 4.16.	Zona aproximada de afloramientos de las unidades Tunapui y Macuro	76
Figura 4.17.	Zona aproximada de afloramientos del Esquisto de Cariaquito en Paria.	77
Figura 4.18.	Afloramientos de Cariaquito en la costa sur de Paria	77
Figura 4.19.	Tipos litológicos característicos de (A) el Mármol de Patao y (B) el Esquisto de Yacua	77
Figura 4.20.	Tipos litológicos principales en el Esquisto de Carúpano	78
Figura 4.21.	Zona aproximada de afloramientos del Esquisto de Carúpano en el sector occidental de Paria	78
Figura 4.22.	Composición mineralógica promedio en el esquisto carbonático-grafítico del Esquisto de Carúpano	79
Figura 4.23.	Tipos litológicos principales en las Metasedimentarias de Güinimita.	79
Figura 4.24.	Zona aproximada de afloramientos de las Metasedimentarias de Güinimita.	79
Figura 4.25.	Composición mineralógica promedio en meta-conglomerado cuarzoso en las Metasedimentarias de Güinimita	80
Figura 4.26	Afloramientos de las metasedimentarias de Güinimita en el tramo de carretera Río Gande- Puerto Hierro	80
Figura 4.27.	Metaconglomerados de Guinimita.	81
Figura 4.28.	Representación esquemática del ambiente sedimentario de la unidad Metasedimentarias de Güinimita	82
Figura 4.29.	Tipos litológicos principales en el Esquisto de Uquire	83
Figura 4.30.	Zona aproximada de afloramientos del Esquisto de Uquire	83
Figura 4.31.	Composición mineralógica promedio en Toletico y Uquire	83
Figura 4.32.	Fotomicrografías de los litotipos típicos de Macuro-Tunapui	92
Figura 4.33	Fotomicrografías de los litotipos típicos de Güinimita	93
Figura 4.34.	Fotomicrografías de los litotipos típicos de Uquire	94
Figura 4.35	Fotomicrografías de los litotipos típicos de Cariaquito	95
Figura 4.36	Fotomicrografías de los litotipos típicos de Carúpano.	96
Figura 4.37	Zona aproximada de afloramientos de las Metaígneas de El Copey en	

	el área de estudio	98
Figura 4.38	Afloramiento en San Juan de Unare	98
Figura 4.39.	Fotomicrografías de Cabo Tres Puntas.	99
Figura 4.40.	Fotomicrografías de Metagabros de El Copey	100
Figura 4.41	Fotomicrografías de rocas de El Copey	106
Figura 4.42	Zona aproximada de afloramientos de la Riolita Porfídica de Carúpano en el sector occidental de Paria	107
Figura 4.43	Micrografías de la Riolita de Carúpano.	107
Figura 4.44	Zona aproximada de afloramientos de la Formación Los Arroyos en el sector occidental de Paria	111
Figura 4.45	Zona aproximada de afloramientos de la Formación Güiría	115
Figura 4.46.	Mapa de ubicación Geográfica de la Formación Mesa.	115
Figura 4.47	Explayamientos hacia la localidad de Yaguaraparo	119
Figura 4.48	Explayamientos de escala diversa entre Irapa y Güiría	119
Figura 4.49	Composición multiespectral en falsos colores Landsat TM,	120
Figura 4.50	La imagen es una composición multiespectral en falsos colores Landsat TM	121
Figura 4.51	La imagen es una composición multiespectral en falsos colores Landsat TM	121
Figura 4.52	La imagen presenta una vista ampliada (Fig. 4.50)	122
Figura 5.1.	Modelo de iluminación y sombra del sector occidental de Paria	124
Figura 5.2.	Afloramiento de el Esquisto de Carúpano.	125
Figura 5.3.	Datos estructurales del área noroeste del Sector Occidental de Paria	125
Figura 5.4.	Datos estructurales del área suroeste del Sector Occidental de Paria	126
Figura 5.5	Modelo de elevación digital del área oeste del sector occidental de Paria,	127
Figura 5.6.	Modelo de iluminación y sombra del sector occidental de Paria	128
Figura 5.7	Mapa geológico del área del valle del río Grande	129
Figura 5.8.	Corte transversal en dirección N55°O entre el Cabo Mala Pascua y Cangua	131
Figura 5.9.	Vista de la saliente oriental de la Ensenada de Chaguaramas	131

Figura 5.10	Pliegue isoclinal es un esquistó gnéísico	133
Figura 5.11	Plegamiento en esquistó carbonático-grafitoso de la unidad Carúpano	133
Figura 5.12	Modelo de elevación digital del área este del sector occidental de Paria	134
Figura 5.13	Interpretación de una línea sísmica paralela a la costa de Paria	134
Figura 5.14.	Interpretación estructural en el área oriental de Paria	136
Figura 5.15.	Interpretación estructural del sector oriental de la península de Paria.	137
Figura 5.16.	Micropliegues en el Esquistó de Macuro	138
Figura 5.17.	Interpretación estructural de la sección Río Maraval – Río Puerto La Cruz	138
Figura 5.18.	Falla de ángulo alto en el río Maraval	138
Figura 5.19	Mapa geológico del área de Uquire (Hoja 7848-III-SO).	139
Figura 5.20	Interpretación estructural de la sección Río La Horqueta.	139
Figura 5.21	Corte transversal de la sección Ensenada Los Chorros – Ensenada Cariaquito	140
Figura 5.22.	Aspecto de las geoformas entre Mapire y Río Grande	140
Figura 5.23.	Evidencias de intensa deformación bajo dominio dúctil en el Esquistó de Macuro	141
Figura 5.24	Afloramientos de la unidad Metasedimentarias de Güinimita	141
Figura 5.25	Afloramientos del contacto de la unidad Metasedimentarias de Güinimita y el Esquistó de Cariaquito	142
Figura 5.26.	Diaclasas de cizallamiento con buzamiento alto. Esquistó de Macuro,	143
Figura 5.27	Modelo de elevación digital del área de Gúiria	144
Figura 5.28.	Muestra la disposición interdigitada de un esquistó cuarzo-grafitoso en los cuerpos ortogneísicos aflorantes en la localidad de El Mango	144
Figura 5.29	Esquema representativo de la asociación y disposición de estructuras en área sujetas a deformación rumbo-deslizantes con PDZ (zona principal de desplazamiento) dextral	145
Figura. 5.30.	Esquema del modelo de indentación, se muestran elementos morfológicos en un orógeno de doble vergencia. Adaptado de CRUZ (2005).	153
Figura 5.31.	Factores que modelan un orógeno compresional	154

INDICE DE TABLAS

Tabla 3.1	Sinopsis de trabajos previos en el área de estudio.	40
Tabla 4.1.	Columna tectono-estratigráfica sintética del área de estudio.	63
Tabla 4.2.	Unidades Ígneo-Metamórficas	66
Tabla 4.3	Características generales del Gneis de El Dragón.	70
Tabla 4.4	Características generales del Gneis de El Mango.	71
Tabla 4.5	Características generales del Esquisto de Macuro	84
Tabla 4.5.1	Características generales del Esquisto de Guatay	85
Tabla 4.5.2	Características generales del Mármol de la Horqueta	85
Tabla 4.5.3	Características generales del Mármol de Yaguaraparo.	85
Tabla 4.6	Características generales del Esquisto de Tunapui	86
Tabla 4.7	Características generales del Esquisto de Cariaquito	87
Tabla 4.7.1	Características generales del Esquisto de Yacua	88
Tabla 4.7.2.	Características generales del Mármol de Patao.	88
Tabla 4.8	Características generales del Esquisto de Carúpano	89
Tabla 4.9	Características generales de las Metasedimentarias de Günimita	90
Tabla 4.10	Características generales del Esquisto de Uquire	91
Tabla 4.11.	Óxidos Composicionales de las muestras de Cabo Tres Puntas.	99
Tabla 4.12	Óxidos Composicionales de la muestra sp. 5004.	100
Tabla 4.13	Óxidos Composicionales de las muestras sp. 5005 y sp. 5011	101
Tabla 4.14.1.	Características generales de las Metaígneas de El Copey	102
Tabla 4.14.2.	Características generales de las subunidades de El Copey.	103
Tabla 4.15.	Características generales de las Metavolcánicas de Bocas	104
Tabla 4.16.	Características generales del Complejo Mejillones	105
Tabla 4.17	Características generales de la Riolita Porfídica de Carúpano	108
Tabla 4.18	Elementos mayoritarios y minoritarios de muestras de la R.P.C.	107
Tabla. 4.19	Unidades litológicas Cretácicas	110
Tabla 4.20.	Unidades Paleógeno-Neogeno aflorantes en el área de estudio	112
Tabla 4.21	Unidades Terciarias presentes en el área de estudio	116
Tabla 4.22.	Medios depositacionales recientes	118

AGRADECIMIENTOS

A Jehová Dios por su grandiosa obra creativa en nuestro planeta único, peculiar y maravilloso. Enigmático e inagotable objeto de estudio de nosotros los geólogos.

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela, institución a quien debo mi formación profesional y personal.

La sabiduría, cuando es autentica se hace evidente por los resultados que produce, en tal sentido mi total agradecimiento al Prof. Franco Urbani por su valiosísima tutoría y apoyo, por sabernos transmitir su sabiduría y ayudarnos a encontrar la nuestra, guiándonos así por el camino del éxito.

A mi compañera y amiga Cristina Alejandra Revanales, mis mejores deseos, por compartir este parto.

A FUNVISIS institución que promovió el desarrollo de este trabajo a través del proyecto GEODINOS.

A mis Madres quienes con su dedicación, esfuerzo, sacrificio, apoyo, paciencia y estímulo hicieron posible que avanzara en todos los sentidos de mi vida.

A todos aquellos abnegados Profesores de a E.G.M.G.-UCV que facilitando el acceso al conocimiento, *vencieron la sombra*, particularmente a Ricardo Alezones, Sebastián Grande y Olga Rey . Al Prof. André Singer, por brindarnos su filosofía de nuestro planeta vivo y compartir su visión del rol que adquirimos al ser geólogos: los “médicos de La Tierra”. También a todas aquellas personas amigas de la comunidad de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica que permitieron la creación de un ambiente favorable para el crecimiento académico.

Al Prof. Luís Pérez del CENAMB - UCV por su siempre dispuesta colaboración para el desarrollo de los modelos de elevación de la Península. A mis amigos Parianautas Roigar López y Jesús Salazar, a la gente de Paria y a la Fundación para la Ciencia y Tecnología del Estado Sucre (FUNDACITE - Sucre) quienes aportaron fondos que permitieron el desarrollo de la fase de campo de este Trabajo Especial de Grado.

A mi musa Ester. A los amigos del Grupo GEO con quienes compartí momentos inolvidables al descubrir las profundidades de Gaia, y el poder de la amistad: Richard Rojas, Gustavo Nieto y Camilo Cáceres, Manuel Andrade a todos los amigos que dejaron un buen recuerdo en mi vida....

Ah y también; donde quieran que estén; a: B.B King, Pink Floyd, Led Zeppelin, Jim Morrison, Janis Joplin, Kurt Kobain, Bob Marley, Hendrix, *et al.*; por el patrimonio que nos dejaron.

...A todos. ¡Gracias!

D.P.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer principalmente a Dios, porque él me acompaña cada día de mi vida y me ilumina el camino.

Deseo expresar mi gratitud a la mejor Universidad de mi país, la Universidad Central de Venezuela, por permitirme la oportunidad de formarme profesional y personalmente, porque sin ella no hubiera podido aprender, conocer, vivir cada unos de esos momentos maravillosos.

Quiero agradecer en especial a una gran persona que admiro, respeto y estimo; al Dr. Franco Urbani, por transmitirnos su sabiduría, ofrecernos su confianza, brindarnos su apoyo y paciencia, y al Ing. David Mendi, por su solidaridad incondicional.

A Daniel Petrash, por ser un excelente compañero y amigo, gracias por apoyarme durante todo el T.E.G. espero que este sea el inicio de muchos buenos trabajos...

A FUNVISIS y a todo su personal, por toda la colaboración.

A FUNDACITE- Sucre, por su colaboración económica para el desarrollo de este trabajo.

Al Prof. Luís Pérez, (CENAMB – UCV), por compartir sus conocimientos desinteresadamente para la elaboración de este trabajo.

A papapa y a mamama, por apoyarme en cada paso de mi vida, ya que muchos fueron los momentos en los cuales su dedicación desinteresada me ha inspirado y alentado a continuar alcanzando mis metas. Gracias por ser mi fuente de inspiración ya que absolutamente todo lo que soy es gracias a ustedes.

A ti mamá por todo el apoyo, comprensión y amor que me brindas día a día, en cada sueño que he tenido.

A mis hermanas, Claudia e Hilda, no solo por ayudarme incondicionalmente, sino por enseñarme a compartir y trabajar en equipo, las amo...

A mi padre por su apoyo en mi carrera.

A la Familia Tello, Pinilla y Landa, por cada consejo de vida que me regalan y por compartir conmigo momentos buenos y no tan buenos.

A Augusto Landa por hacerme la vida feliz y por todas las horas incondicionales que pasaste ayudándome en mi tesis. También por enseñarme a ser una pareja. Te quiero mucho!!!

A Luís Piña, por acercarme cada día mas a Dios, y enseñarme que la paciencia y tolerancia son las mejores armas para enfrentar los problemas, además gracias por el cariño, comprensión y paciencia que me brindaste en esta etapa de mi vida. Eres especial.

A mis amigas del colegio, por acompañarme en mis triunfos y fracasos, por brindarme una sonrisa en cada momento que compartimos, y por ser las mejores amigas que puedo tener.

A mis grandes amigos, Andrés Velásquez y Charly Hamony, por hacerme los momentos de la escuela inolvidables. Gracias a Alejandra, Adriana, Javier, Ricardo, Maryesther, Raúl, Freddy, Héctor, Walter, Enrique, Carla,..., y muchos más! Los aprecio mucho...A Jesús y Roigar por apoyarnos en el campo para la realización de este trabajo y por su gran ayuda!!!

A toda la gente de Paria, por abrirnos las puertas de su bella tierra, y por brindarnos lo mejor de ellos. Muchas gracias.

A toda la gente de la EGMG, en especial a los profesores Ricardo Alezones, Olga Rey y André Singer, por brindarme las herramientas necesarias para ser cada día mejor.

Mil gracias a todas aquellas personas que siempre han creído en mí y que de una u otra forma me han ayudado a levantarme y seguir adelante!!!!!!!!!!

Yayi.

DEDICACIÓN

Al lector que en estas páginas encuentre alguna inspiración para sus ideas y que a su vez tenga una visión crítica de las aquí planteadas... “Permaneced fieles a La Tierra hermanos míos con todo el poder de vuestra virtud. ¡Que sirvan al sentido de La Tierra vuestro amor y vuestro conocimiento! Os lo suplico y os lo encarezco”

Daniel A. PETRÁSH

“Los caminos del Señor son inciertos pero Él mueve las piezas de manera perfecta...”

A Dios, porque con Él todo y sin Él nada.

A mis grandes y maravillosos abuelos.

A mis amadas hermanas.

Cristina A. REVANALES

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

El avance en la comprensión de los procesos que se han desarrollado en el cinturón móvil marginal meridional entre las placas Caribe y Suramérica en el oriente de Venezuela, requiere la comprensión de las relaciones petrotectónicas y estructurales existentes en la península de Paria y zonas aledañas. El trabajo a continuación tiene como objetivo primario la compilación e integración en formato cartográfico digital de los datos geológicos de la región de Paria, dispersos en numerosos trabajos publicados e inéditos. Este compendio se fundamenta en la necesidad de facilitar el acceso a la información geológica existente, en pro de favorecer el análisis e interpretación de las relaciones espaciales y temporales que surgen del proceso de acreción oblicua que afecta y deforma, desde el Cenozoico medio, las unidades tectonoestructurales de la zona limítrofe antes mencionada.

En la actualidad, importantes proyectos de investigación centran parte de sus esfuerzos en comprender las relaciones geodinámicas de la placa Suramérica con la placa Caribe en la región oriental de Venezuela. Algunas de estas relaciones fueron consideradas bajo la óptica del estado del conocimiento geocientífico de la década de los 60 s' por tesis de geología de la Escuela de Geología, Minas y Metalurgia (actualmente Escuela de Geología, Minas y Geofísica) de la Universidad Central de Venezuela, quienes en la península de Paria recabaron e interpretaron una extensiva y valiosa cantidad de información geológica de campo entre los años 1964 y 1968.

Aquel estudio, orientado a definir las estructuras y unidades litológicas existentes a través de trabajos de geología de superficie en detalle de toda la península, se prolongó por cuatro años consecutivos, generando un conjunto de informes presentados en la forma de Trabajos Especiales de Grado cuyos resultados permitieron establecer las principales características estructurales regionales así como la mineralogía y las relaciones cartográficas de las primeras unidades litológicas funcionales, y su correlación con aquellas definidas en la Isla de Trinidad. De las publicaciones más recientes que versan sobre el proceso de metamorfismo, deformación y exhumación que ha dado lugar a las complejas relaciones tectono-estratigráficas y estructurales existentes en esta zona, se consideran y presentan aquellas que aportan ideas fundamentales para el avance en la comprensión de la evolución geológica de Paria.

En este trabajo la evaluación de las formas del relieve a través de modelos de iluminación y sombra y de modelos digitales de elevación del terreno resulta un instrumento de gran utilidad para la identificación, jerarquización y análisis de la organización general en el espacio de las unidades morfoestructurales y su relación con las estructuras geológicas resultantes de la compleja interacción geodinámica en el área de estudio. El considerar la edad, reología, petrología y disposición espacial de las unidades cartografiadas permite plantear una visión moderna, congruente con el actual estado del conocimiento geocientífico, de la geología regional y su evolución desde el Paleozoico hasta el Reciente, con énfasis en el marco tecto-dinámico durante el Cenozoico.

Para los fines del proyecto GEODInámica del NORte de Suramérica (GEODINOS (FONACIT G - 2002000478)), la evaluación del conjunto de datos geológicos y geofísicos de Paria y la relación de estos con las formas del relieve representa un elemento integrador de utilidad para la comprensión de la evolución del comportamiento mecánico cortical superficial en esta área clave de la zona limítrofe entre las placas Suramérica y Caribe. Aportes de este trabajo al ser integrados con datos geofísicos permitirán una mejor evaluación de la cinemática de los elementos de la infraestructura, y de los procesos isostáticos que la rigen, al establecer una relación entre los niveles estructurales inferiores con la deformación observada en el borde libre, serán posibles, interpretaciones mejor adaptadas a la realidad geológica en esta compleja zona limítrofe.

1.1 OBJETIVOS Y ALCANCES DEL TRABAJO

Los objetivos del trabajo son:

1. Generar una cartografía geológica digital a escala 1:25.000 a partir de la integración de datos diversos.
2. Definir unidades tectono-estructurales y compilar aquellas secciones geológicas interpretativas que muestren la relación espacial y temporal existente entre estas.
3. Generar modelos de elevación digital y de iluminación y sombra del terreno que permita evaluar la disposición espacial de formas del relieve y la relación morfogenética de estas con los elementos estructurales.

4. Planteamiento de un esquema evolutivo de la geología en el área de estudio, considerando los múltiples eventos de metamorfismo, emplazamiento, intrusión y deformación que tuvieron lugar desde el Paleozoico hasta el Reciente.

Los alcances de este trabajo se fundamentan en la recopilación de trabajos existentes en la zona del oriente de Paria, con la intención de integrar y actualizar la cartografía geológica y las interpretaciones basadas en esta. En tal sentido tenemos:

1. La contribución general de la geología del país y específica del área de estudio.
2. Para los fines del proyecto GEODINOS, que adelanta la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) en cooperación con la Universidad Central de Venezuela, entre otras universidades.
3. Como capa temática de geología para la elaboración de mapas de riesgo, proyecto que tiene planificado realizar la “Oficina Mapa de Riesgos” del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (IGVSB).
4. Obtención de una visión 3D de la topografía, permitiendo establecer relaciones morfo genéticas y morfoestructurales.

Este trabajo representa el último requisito contemplado dentro del Pensum de Estudios de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica para optar al título de Ingeniero Geólogo que otorga la Ilustre Universidad Central de Venezuela.

1.2 ÁREA DE ESTUDIO

La región abarcada por este Trabajo Especial de Grado se ubica en la parte nororiental de Venezuela, comprende los flancos septentrional y meridional de la península de Paria entre las coordenadas UTM: 472.613E en su extremo occidental y 626.353E en su extremo oriental, 1.160.668N en su extremo meridional y 1.190.500N en su extremo más septentrional (Fig. 1.2).

1.3 VÍAS DE ACCESO

La principal vía terrestre de acceso a la zona de estudio la constituye la Troncal 9, que conecta las ciudades de Güiria con Irapa, Carúpano y Cumana atravesando parte del estado Sucre, hacia la costa norte existe una carretera secundaria parcialmente pavimentada que llega hasta San Juan de Unare, continuando por un trayecto de tierra que finaliza en el caserío de Zipara. También es posible acceder a Tunapui y a El Pilar desde la zona de San Juan de Las Galdonas a través de una carretera de granzón.

En el sector oriental de Paria es en la actualidad posible llegar en vehículo doble tracción hasta la base naval de apoyo táctico ubicada en Puerto Hierro, dependiente del Comando Naval de Güiria. El acceso se realiza por una carretera parcialmente pavimentada con graves condiciones de inestabilidad en los taludes (Figura 1.1).



Figura 1.1 Vía de acceso hacia Puerto Hierro y su estado actual. Muros de contención mal diseñados, en virtud del carácter desfavorable de la foliación y de la pendiente del talud, determinan la ocurrencia constante de deslizamientos gravitacionales.

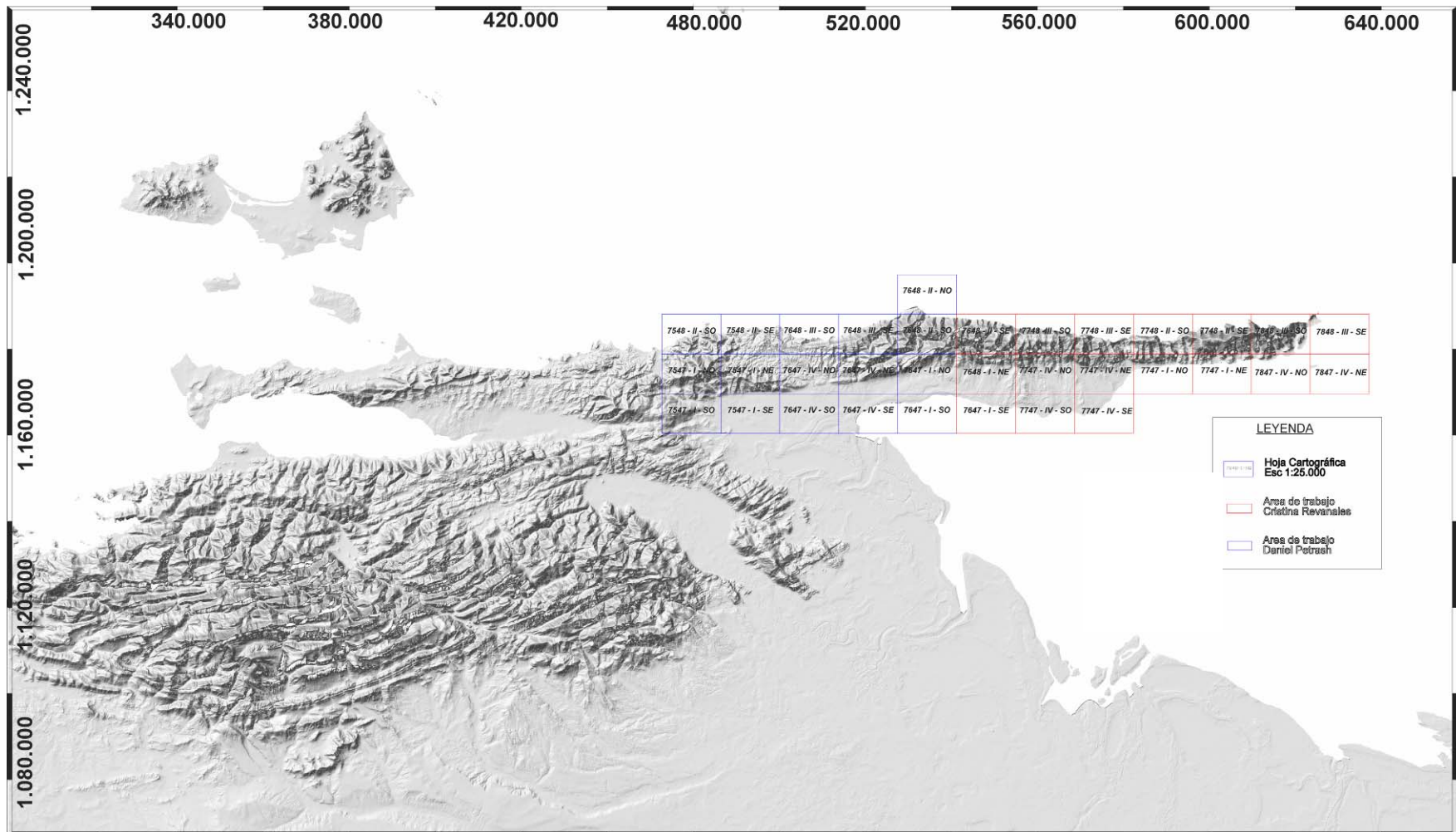


Figura 1.2 Área de estudio y su situación relativa regional. Se muestra la cuadrícula de hojas cartográficas a escala 1:25.000. Las cuadrículas rojas representan el sector oriental, cuya integración cartográfica estuvo a cargo de REVANALES; las cuadrículas azules el sector occidental compilado por PETRÁSH. Imagen de fondo: modelo de iluminación y sombra. Tomado y modificado de GARRITY *et al.* (2005).

Por vía marítima es relativamente fácil acceder en bote a motor hasta diversas ensenadas en la costa peninsular desde los poblados principales. Existen numerosos caminos y veredas que comunican la costa norte con el sur de Paria y que son transitadas por los habitantes, utilizando generalmente asnos y mulas, para el transporte de productos agrícolas, pesqueros y de actividades ilícitas y lamentables, tal como el narcotráfico, quizás la principal actividad económica actual en algunos poblados de la costa norte de la Península.

1.4. METODOLOGÍA

Fase I.- Digitalización de hojas cartográficas del área de estudio a escala 1:25.000. Esta fase contempla la digitalización georeferenciada de las hojas cartográficas a la escala señalada.

Fase II.- Compilación e integración. Se incluye en esta etapa del trabajo la compilación de la data geológica pertinente, proveniente de:

1. Trabajos Especiales de Grado, UCV;
2. Artículos de publicaciones periódicas varias;
3. Resúmenes de congresos geológicos nacionales e internacionales;
4. Informes inéditos de diversas fuentes;
5. Otras que se consideren propicias.

La integración comprende el vaciado de información recopilada en los mapas digitales, en formato CAD, lo cual permite un acceso rápido y preciso de la información disponible. Las posibles discrepancias existentes entre diversos autores referentes a límites geográficos, parámetros composicionales de unidades estratigráficas (litodémicas) y estilo estructural, fueron definidas en esta fase, con el objeto de planificar las actividades tendientes a evaluar y redefinir en campo divergencias interpretativas.

Fase III.- Trabajo de campo. El objeto de esta fase fue realizar un reconocimiento geológico general del área de estudio, a fin de evaluar *in situ* las unidades estructurales y litodémicas características de las unidades cartografiadas en la fase previa. Esta fase permite desarrollar un criterio propio relativo a divergencias interpretativas, interpretaciones dudosas de contactos entre unidades, elementos estructurales conflictivos que surgieron del análisis e integración de los trabajos previos, y revisión de estructuras interpretadas a partir de los

productos digitales obtenidos con el propósito de mejorar la cartografía geológica. Así mismo se obtuvieron muestras de roca representativas para ser evaluadas petrográficamente.

Fase IV.- Integración. Esta etapa abarca la totalidad del tiempo proyectado, es una fase flexible que fue adaptada constantemente, de acuerdo al avance del proceso de compilación; contemplo:

1. Desarrollo de modelos digitales de iluminación y sombra y de elevación del terreno a partir de mapas topográficos a escala 1:25.000, coadyuvantes para la refinación de la cartográfica geológica.
2. Compilación de secciones estructurales interpretativas y evaluación de contactos definidos en estas.
3. Construcción y análisis de tablas contentivas de la información petrográfica y estructural existente en los trabajos base del presente estudio.
4. Análisis de datos clave para la reevaluación de interpretaciones pre-existentes dudosas.
5. Definición en formato digital, a escala 1:25.000 de los límites entre unidades litodémicas y/o morfoestructurales.
6. Elaboración en formato digital de 33 mapas geológicos a escala 1:25.000 tomando como base cartográfica los mapas del Instituto Cartográfico de Venezuela Simón Bolívar (véase cuadrícula en Fig. 1). La base geológica la constituyó fundamentalmente la información contenida en los trabajos previos, principalmente los T.E.G-UCV 1964-1969, 1976, 1991 y los mapas desarrollados por el Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Creole Petroleum Corporation y COPLANARH. Datos geológicos obtenidos a partir de estudios efectuados en zonas aledañas fueron también considerados.
7. Interpretación de los datos geológicos con el objeto de estructurar un esquema geológico evolutivo del área conforme al marco geodinámico regional.
8. Elaboración y presentación del informe final.

CAPÍTULO II

2. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

Este capítulo tiene por objeto tipificar la diversidad de topofomas presentes en la Península de Paria y su variación espacial, con el propósito de plantear unidades que conformen conjuntos comunes de acuerdo a criterios geométricos y topográficos. Esto con el fin de establecer una relación directa entre la disposición espacial de las formas y los controles que inciden en el modelado de la envolvente topográfica generada a partir del relieve estructural propio del área de estudio, cuyas características morfoestructurales son de tipo alpino Neocelandés (CRUZ 2003, 2005).

2.1 CARACTERIZACIÓN DE UNIDADES TOPOGRÁFICAS

En la Península de Paria se identifican dos unidades topográficas con un límite lineal entre ellas que refleja la notable incidencia del control estructural (Fig. 1.1), estas son:

1. Un **cinturón de montañas** que constituye parte de la Cordillera Araya-Paria, segmento oriental de la Cordillera de La Costa que en el área de estudio tiene una longitud aproximada de 155 km y un ancho variable entre 4 y 20 km. En general, la envolvente topográfica en esta unidad se dispone de manera escalonada tanto al norte como al sur, las laderas de las filas son asimétricas, siendo regionalmente mayor el declive norte. Las líneas de cresta alcanzan una altura que puede variar entre 300 y 1.253 m s.n.m., correspondiendo la mayor altura el Cerro de Humo en el sector occidental, seguido por el Cerro Patao (1.040 m s.n.m) en el sector oriental.

La unidad limita al norte por la línea de costa del Mar Caribe, que se extiende en dirección subparalela a este-oeste; y al sur por un conjunto de elementos estructurales mayores que definen un muy marcado límite lineal con una unidad de planicie aluvial costera, denominada Llanura de Guaimaros, la cual se extiende desde la localidad de El Pilar hasta la ciudad de Güiria. La costa norte se presenta como un acantilado casi continuo, interrumpido por la presencia de cabos (siendo el más prominente el de Tres Puntas), ensenadas relativamente amplias de poca profundidad, promontorios y peñascos aislados. Al este de Güiria, hacia la región oriental, la línea de costa sur limita los afloramientos metamórficos de la región oriental, y presenta

características que la diferencian de la costa norte, pues las ensenadas son por lo general estrechas y se presentan asociadas a valles coluvio-aluviales elongados.

Hacia la región central de la península, la continuidad de la unidad es interrumpida por un valle aluvial asimétrico diagonal, limitado al este y al oeste por el cinturón de montañas, al norte por una divisoria de aguas que se ubica a unos 350 m s.n.m. y al sur por la Llanura de Guaimaros. El talweg de este valle corresponde al río Grande que drena hacia la parte meridional de la península en dirección subparalela a N35°O (Fig. 2.1).

2. Una unidad definida como **planicie costera aluvial** se prolonga desde El Pilar hasta Güiria (Figs. 2.1 y 2.2) y está limitada al norte por el cinturón de montañas, al sur por el Delta del Orinoco y al SE por la línea de costa Atlántica que se ubica hacia el límite meridional. Numerosos abanicos de explayamiento, correspondientes a la desembocaduras de la red de drenaje que fluye hacia el sur del orógeno, delimitan la Llanura de Guaraunos, que es una zona de alturas promedio inferiores a los 50 m s.n.m, sujeta a inundación, por la cual circulan cursos de agua meandriiformes, frecuentemente colonizados por manglar.

2.1.1 Unidad de montañas en el sector occidental

La Figura 2.1 permite apreciar los rasgos geomorfológicos más resaltantes del sector occidental de Paria, en el Anexo III de este trabajo se pueden apreciar detalles de está imagen, generada a partir de las curvas de nivel del terreno en intervalos de 20 m a escala 1:25.000.

2.1.1.1. Área entre Carúpano y el Cabo Mala Pascua

Las formas topográficas en el cinturón de montañas se caracterizan al oeste de la región occidental, entre los meridianos que pasan por Carúpano y el cabo Mala Pascua, por presentar dos filas cóncavas hacia el sur dispuestas en dirección este - oeste de manera subparalela y separadas por un valle coluvio - aluvial estrecho y lineal. Las alturas en estas filas se encuentran en un rango promedio entre 300 y 800 m s.n.m, presentándose en líneas de cresta de tope sub-angular. Las pendientes generalmente se encuentran en un rango promedio de 3 - 5 %, alcanzando localmente valores superiores debido al desarrollo de acantilados en la línea de costa o por la presencia de drenajes entallados en la topofomas. Hacia el S del cabo de Mala Pascua

puede observarse una interrupción del patrón topográfico descrito, pues se presenta un valle asimétrico orientado en dirección ONO - ESE cuyo talweg corresponde al río Grande (Fig. 2.1).

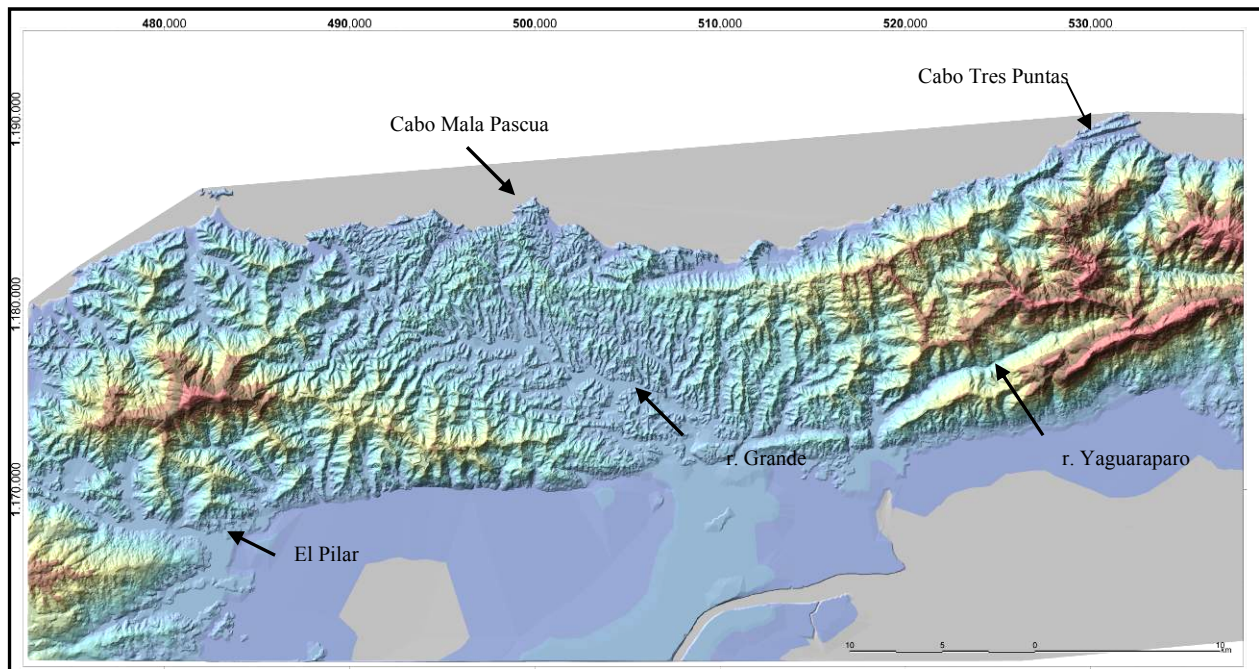


Figura 2.1 Representación altimétrica que permite apreciar la ocurrencia de dos unidades topográficas, la unidad de montañas (al norte), es disectada por el valle del río Grande diagonalmente. Puede observarse, a partir de la variación de las formas del relieve, la existencia de dos dominios morfoestructurales. Detalles en el texto. Leyenda en la Figura 2.2.

2.1.1.2. Valle del río Grande

El límite norte del valle está marcado por un relieve más pronunciado que constituye una divisoria de aguas que se ubica a 350 m s.n.m. y separa la subcuenca del río Grande, que drena hacia el golfo de Paria, de un conjunto de subcuencas de menor jerarquía que drenan hacia el Mar Caribe. El fondo del valle del río Grande se presenta como un plano aluvial asimétrico con un ancho entre 250 y 800 m, y un desnivel total que ronda los 300 m desde su punto más alto, ubicado al NO, hasta su desembocadura en la Llanura de Guaimaros al SE.

Hacia la parte baja el río Grande presenta afluentes cuyos valles asociados son relativamente anchos, lo cual es indicativo de una preponderancia en la denudación lateral en esta área. Aguas abajo algunos cerros alargados de relieve suave se presentan como evidencias remanentes al proceso erosivo. Las laderas del valle en cuestión son asimétricas y están constituidas por aludes derivados de las estribaciones de las filas de la unidad de montañas que disecta diagonalmente,

dividiendo la unidad de montaña en dos dominios donde el arreglo espacial de topofomas es claramente diferenciable (Figura 2.1).

El valle se genera como consecuencia de un proceso de retrogradación erosiva del río Grande, proceso de modelado activo asociado a la variación del nivel base local. Dicha variación se relaciona al desarrollo de un campo de esfuerzos localmente transtensivo, cuyo origen probable sea a la rotación y reacomodo de los límites entre bloques litosféricos en contacto en esta área. La existencia de una curvatura (Fig. 2.1) generadora de un relevo distensivo en un conjunto de fallas parcialmente soterrado por depósitos aluvionales Terciarios también puede dar lugar al desarrollo de esta zona topográficamente deprimida, sin excluir la hipótesis anterior. De cualquier manera este sector es considerado el límite entre dos dominios morfoestructurales de origen común pero con grado de deformación variable de oeste a este, lo que se manifiesta a través de las señales geomorfológicas.

2.1.1.3. Área entre el río Grande y Cabo Tres Puntas

Al este del valle del río Grande se presenta un dominio topográfico distinto al definido en el del área de Carúpano, en este sector un conjunto de topofomas con una disposición espacial compleja de patrón variable asciende hasta los 850 m s.n.m. promedio. Ocurren frecuentemente cambios en la orientación y número de las filas, que pasa a ser de tres dispuestas de manera subparalela entre sí (Figura 2.1).

Estas filas son (de sur a norte): fila El Paujil, fila Agua Fría y fila Cayena-Cumbre Fría, como conjunto constituyen topofomas positivas arqueadas, cuyo eje principal se orienta de manera variable en el cuadrante NE (figura 2.1), alcanzando localmente, cerro de Humo, una elevación de 1.253 m s.n.m. Los notables cambios de orientación y número de líneas de cresta, refleja quizás un control sobre las formas del relieve ejercido por fallas en échelon oblicuas, que afectan la disposición del relieve estructural a través de un efecto rotacional conjunto.

El ordenamiento topográfico descrito se prolonga hasta el este de Cabo Tres Puntas (Figura 3), donde nuevamente se presenta una variación de la disposición espacial del relieve estructural. Al sur de cabo Tres Puntas destaca la marcada alineación, en dirección N65-70°E, del valle del río Yaguaraparo, la fila ubicada al sur de éste constituye la divisoria de aguas entre la subcuenca hidrográfica del río Yaguaraparo, afluente del río Grande, y de las subcuencas hidrográficas menores que drenan directamente hacia el golfo de Paria. Esta fila es el área de afloramiento de

un importante espesor de mármol, definido en este trabajo como el Mármol de Yaguaraparo (Capítulo 4), dicho litodemo se presenta como un remanente erosivo que conjugado al factor estructural, ejerce su dominio local sobre el patrón de topofomas en esta área.

2.1.2 Unidad de montañas en el sector oriental

En la Figura 2.2 se pueden observar los rasgos geomorfológicos más significativos del sector oriental de Paria.

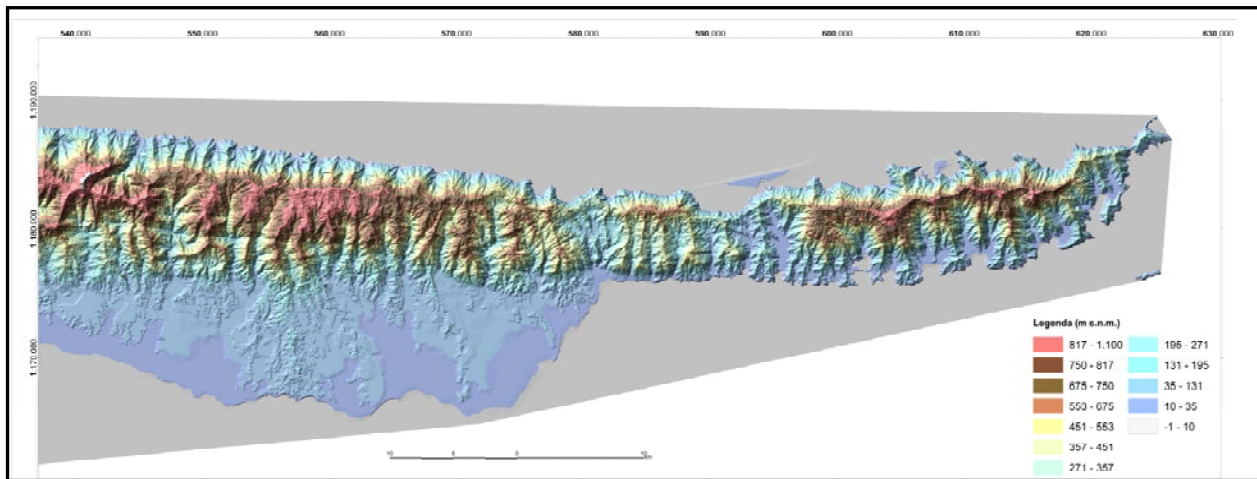


Figura 2.2 Rasgos geomorfológicos del área oriental de la Península de Paria.

Fisiográficamente, al este (de cabo Tres Puntas) la cordillera está definida por una fila central concava hacia el norte, y orientada de manera subparalela a la dirección oeste-este, este alto topográfico es asimétrico, siendo mayor el declive norte que el sur. La fila presenta en su ladera sur numerosas estribaciones relativamente alargadas y continuas en dirección NNO-SSE. En el sector oriental la mayor elevación local la constituye el cerro Patao que alcanza una altura de 1.040 m s.n.m. La costa norte presenta grandes acantilados, cuevas marinas, horadadas y peñones aislados. Al sur, hacia la parte occidental, la línea de costa no presenta mayores irregularidades, las playas son abundantes y amplias.

En el área de Güiria se encuentra una ancha franja de rocas sedimentarias Holocenas con terrazas fluviales levantadas que están siendo lateralmente denudadas por los ríos que drenan hacia la cuenca del golfo de Paria, que fluyen de manera meandriforme. Hacia el sector peninsular más al este de Güiria, la línea de costa sur alcanza el límite de los afloramientos metamórficos de la región oriental (Fig. 2.3), la cordillera presenta una ladera de menor

pendiente; que se caracteriza por quebradas de mayor longitud y mayores pendientes hacia la parte baja, hacia la parte alta el proceso denudacional vertical es mayor que el lateral, dando lugar al desarrollo de valles suspendidos relacionados al entallamiento de la red sobre el soporte orogénico ígneo-metamórfico, dispuesto también de manera escalonada.

En el sector más oriental de Paria los ríos aguas bajo han formado valles coluvio-aluviales elongados y estrechos, permitiendo el desarrollo de planos fluviales de pendientes moderadas limitadas por las estribaciones antes mencionadas. Asociadas a los abanicos de desembocadura de la red de drenaje que fluye hacia la costa atlántica, ensenadas estrechas generadas por la prolongación de las estribaciones de la fila central hacia el golfo de Paria (Figs. 2.2 y 2.3), limitan los depósitos fluviales. Estas ensenadas contrastan con aquellas más amplias existentes en la costa norte.



Figura 2.3 Ensenada de Mapire, en la costa del golfo de Paria. Muestra del carácter abrupto del desnivel al este Guiria, donde la línea de costa alcanza los afloramientos del macizo metamórfico. Dirección de la fotografía N60°O

Las formas topográficas en el área en consideración están controladas por el estilo estructural, que se perfila a través de la evaluación del relieve como regular y bastante accidentado, estando la orientación de las estribaciones, de los valles estrechos y de las ensenadas asociados a estos, controladas posiblemente por discontinuidades orientadas de manera paralela a la dirección

NNO-SSE (Fig.2.2), estos accidentes estructurales se encuentran frecuentemente soterrados por depósitos Cuaternarios sinorogénicos. El sistema montañoso se sumerge en el paso de Boca de Dragón (parte mas oriental de Paria), para emerger nuevamente en la isla de Trinidad, constituyendo allá la denominada serranía Norteña (Northern Range).

2.1.3 Unidad de planicie costera

La unidad ocurre en el sector occidental y en parte del sector oriental de Paria (Figuras 2.2 y 2.3), se extiende en una franja de 1 a 6 km de ancho desde las cercanías de la localidad de El Pilar por unos 95 km al este hasta Guiria, al sur se prolonga hacia el delta del río Orinoco. Es una planicie aluvial piemontina transicional que presenta numerosos caños, cuyas planicies se encuentran sujetas a inundación. Su altura promedio es de unos 40 m s.n.m., presentando altos topográficos asociados a las desembocaduras de ríos de características torrenciales en su parte alta y media, que en su parte baja al disminuir la pendiente, generan abanicos aluviales o explayamientos que confieren a la topografía un carácter ondulado hacia el limite norte de la unidad con el cinturón de montañas. Algunos remantes erosivos Pleistocenos permanecen como mesetas aisladas, con alturas ligeramente superiores al promedio de la unidad.

En sector oriental la planicie costera finaliza en la costa de Güiria, cuya disposición oblicua y carácter rectilíneo parece reflejar la influencia de un control ejercido por fallas gravitacionales de dinámica conjugada de manera tal que el bloque oriental se encuentra deprimido, mientras que hacia el oeste de Güiria la unidad topográfica permanece como un alto estructural, posiblemente relacionado al espesor de la cuña depositacional piemontina.

2.2 DRENAJE

Regionalmente las mayores elevaciones de la unidad topográfica de montañas representan la divisoria de aguas entre dos cuencas hidrográficas de primer orden, como lo son el mar Caribe y el golfo de Paria, las topoformas en la parte sur presentan frecuentes estribaciones por la cual fluyen drenajes principales de cursos por lo general inferiores a los 3 km de recorrido.

El patrón de drenaje que se identifica regionalmente es enrejado angular que localmente pasa a ser dendrítico hacia las cabeceras. Este arreglo es controlado principalmente por la litología y

con frecuencia esta condicionado al rumbo de fallas, y para el caso de los afluentes de orden superior por la dirección de diaclasas. Genéticamente predomina una relación subsecuente, siendo los tributarios en algunos casos resecuentes y en otros obsecuentes. Excepciones al patrón señalado ocurren en el drenaje de Cabo Tres Puntas al norte, donde se presenta un patrón paralelo ramificado adaptado de manera consecuente a la dirección N80°E, evidenciando un fuerte control estructural. Al sur de cabo Tres Puntas el río Yaguaraparo, se presenta también genéticamente consecuente con dirección de flujo controlada por el rumbo de una potente capa de mármol, remanente erosivo diferencial.

Los canales afluentes presentan una densidad uniforme en el sector sur, la cual aumenta progresivamente hacia la parte oriental. La red presenta tributarios de flujo discontinuo, los afluentes de segundo orden se presentan como torrenteras de curso corto. Uniformemente distribuidos, aguas arriba, los cursos de tercer orden se presentan bajo un patrón ramificado. El carácter sub-paralelo de la disposición espacial permite establecer una relación geométrica del drenaje con la dirección regional de diaclasas y/o fallamiento, siendo posible identificar fácilmente canales de drenaje que presentan relaciones de captura angular, desadaptadas a las formas del relieve, o que como el río Grande, disectan diagonalmente la unidad de montañas.

Como consecuencia de la anteriormente descrita asimetría de la cordillera, el drenaje de la vertiente norte esta casi exclusivamente formado por torrenteras de curso rectilíneo y corto, de fuerte pendiente y de alto poder erosivo, no obstante difieren de estos los ríos Unare y Boca de Cumana, que cortan las filas costeras hasta alcanzar en sus cabeceras el tercio meridional del macizo metamórfico, presentando circos amplios con alimentación en patrón ramificado. En la vertiente sur del sector oriental los ríos alcanzan una mayor longitud. Al este de Guiria el drenaje fluye perpendicular al rumbo de la foliación y en el mismo sentido del buzamiento con un patrón enrejado.

Los ríos en sus cabeceras presentan un predominio de los procesos de denudación vertical ($L/V < 1$) dando lugar a una topografía abrupta, con tendencia a suavizarse hacia la línea de costa. Se observa que los ríos y quebradas se entallan a las formas topográficas (Fig. 2.4), desarrollándose como consecuencia desniveles abruptos que alcanzan hasta 50 m de altura, sin embargo hacia la parte baja algunos ríos han desarrollados pequeños planos aluviales hacia la costa sur. Hacia el oeste de Guiria los ríos principales se encuentran al final de su recorrido con un área de rocas sedimentarias terciarias, la existencia de terrazas terciarias levantadas es indicio

de antiguos procesos denudacionales verticales sobre los valles aluviales, en busca de un nivel base variable, sin embargo predomina actualmente en esta área la denudación lateral.

Los drenajes principales que fluyen de manera desadaptada a las formas del relieve, se presentan entallados a los altos topográficos, evidenciando así un carácter antecedente respecto al levantamiento relativamente reciente de las unidades morfoestructurales. El entallamiento da lugar al desarrollo de afluentes suspendidos (Fig. 2.4 C), cuya relación con el nivel base local evidencia surrección activa, que se evidencia también en el desarrollo de un proceso retrodenudacional que tiende a la captura de los ríos que drenan al norte, al NE de Irapa.

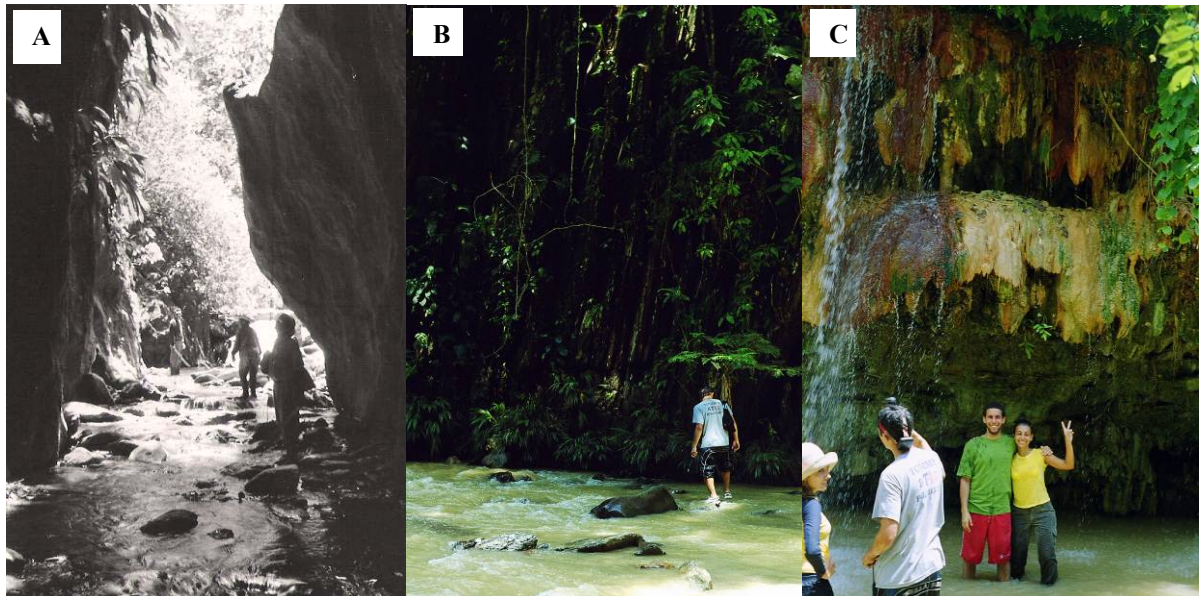


Figura 2.4 Entallamiento del drenaje. **A:** BELFORT (1966) señalando el mismo hecho geomorfológico, común a los ríos del norte de Irapa; **B:** río Maraval, muestra el entallamiento y también una relación genéticamente obsecuente local, nótese al fondo la esquistosidad subvertical con buzamiento norte, el flujo del río es al sur. **C:** afluente suspendido en el río Maraval, el alto contenido de sólidos minerales disueltos en estas aguas hidrotermales genera el desarrollo de tufa.

En el límite de las unidades topográficas, la pérdida de energía potencial asociada a la disminución de la pendiente genera el desarrollo de explayamientos terminales hacia el piedemonte, en estos explayamientos se deposita desde el Pleistoceno medio (DANIELO 1974) el material erosionado aguas arriba, dando lugar a la existencia de ondulaciones de poca amplitud (desniveles no mayores a 15 m) en la envolvente topográfica de la planicie aluvial de Paria. Debido a la existencia de remanentes erosivos de estas antiguas rampas denudacionales, los cursos fluviales presentan algún control litológico en la parte alta de la unidad de planicie aluvial,

para en su parte más baja, pasar a definir un curso meandriforme hasta su desembocadura en terrenos sujetos a inundación en la costa del golfo de Paria.

2.3 CONSIDERACIONES GEOMORFOLÓGICAS FINALES

En la unidad de montañas y en la relación espacial de ésta con la unidad de planicie aluvial que la delimita al sur, las señales geomorfológicas evidencian el dominio del factor estructural sobre el conjunto de formas del relieve, cuyas características son propias de un régimen de deformación rumbo-deslizante convergente, en tal sentido la orientación de las topofomas principales que constituyen la unidad son subparalelas a la zona principal de desplazamiento, representando remanentes erosivos de geoformas positivas genéticamente asociadas al acortamiento cortical.

El control de la orientación de estribaciones, valles y arqueamientos de las líneas de cresta principales esta dado por la cinemática de fallas menores asociadas al sistema de fallas de El Pilar y al sistema Los Bajos, hacia el sector oriental; siendo la historia geodinámica del primero el control regional que rige tanto la orientación del orógeno como la disposición espacial de las unidades tectono-estructurales que lo conforman, aspectos que serán mejor discutidos en los próximos capítulos. La evaluación de los aspectos geomorfológicos del área de estudio permite proponer la existencia de dos provincias morfoestructurales limitadas por una lineación estructural paralela al valle del río Grande, en ambas provincias las unidades topográficas son comunes hasta la localidad de Güiria, donde la planicie aluvial de Guaruanos finaliza abruptamente.

La configuración final de la expresión superficial del terreno viene dada por los procesos exogenéticos de modelado en su interacción diferencial con la litología. 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, a través de explayamientos terminales post-pliocenos, permanecen como evidencia indicativa de un periodo geodinámico muy activo, con una mayor incidencia de las variables de modelado morfoclimático bajo condiciones distintas a las actuales.

CAPÍTULO III

3. TRABAJOS PREVIOS

En este capítulo se presentan a través de una tabla sinóptica (Tabla 3.1) los principales avances realizados como contribución individual o grupal de diversos autores al conocimiento geológico de la península de Paria y zonas aledañas. Como contribución grupal se refieren los aspectos más resaltantes definidos en campo y presentados en la forma de Trabajos Especiales de Grado UCV entre 1964-1968. Estos trabajos resultaron en la definición de las primeras unidades funcionales y su cartografía geológica en detalle, permitiendo a su vez definir parte de los aspectos estructurales y delimitar las unidades tectono-estratigráficas existentes y algunas de sus relaciones, entre otros aspectos que continúan teniendo amplia validez.

Con referencia a los datos estructurales, petrográficos y ciertas inferencias protectónicas y/o petrogenéticas basadas en estos, se tiene que los aportes de los tesisistas UCV resultan de alto interés para interpretaciones coherentes con la realidad geológica de Paria. Contrastando y/o apoyando consideraciones tempranas respecto a la geología del área de estudio se incluye además en la Tabla 3.1 los aportes geocientíficos generados más recientemente por disertaciones de postgrado, diversos artículos presentados en memorias de congresos y en publicaciones periódicas, entre otros medios de difusión que en sus páginas han reportado hechos geológicos que son propios de la península y sus zonas aledañas.

La evaluación cronológica de la información presentada permite obtener una visión de la evolución del conocimiento geológico de Paria. Mayores detalles sobre los aportes a este conocimiento, realizados por cada uno de los autores se presentan en el Apéndice I, que es un compendio donde son expuestas, en la forma de un resumen extendido, las principales observaciones realizadas por investigadores que ocuparon u ocupan en la actualidad su atención en el área de estudio.

Tabla 3.1 Sinopsis de trabajos previos en el área de estudio.

Autor(es)	Contribución e implicaciones geológicas
WALL & SAWKINS (1860)	Primera referencia a las rocas de Paria. Proponen la denominación Serie Caribe para referirse a la secuencia metamórfica que aflora en Trinidad septentrional y en Venezuela nororiental, la definición de la Serie Caribe, utilizada hasta 1950, fue una base importante para los estudios de la cordillera de la Costa. Hacen observaciones sobre la presencia en esta región de gneis y pizarra cuarzosa - micácea
MAXWELL & DENGÓ (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. Establecen correlaciones para la cordillera de la Costa que siguen siendo válidas y útiles para clarificar los procesos evolutivos de las unidades.
KUGLER (1953)	En Paria oriental señala la presencia del Gneis del Dragón, menciona también la ocurrencia de esquistos verdes comparables a las epicuarcitas de la Formación Maracas, por él definida en Trinidad, establece otras correlaciones entre unidades litológicas regionales, menciona del Gneis del Dragón, su carácter probable de basamento granítico, colocándolo en la base de la Serie Caribe. La relaciones entre unidades definidas en Trinidad y la región oriental de Paria permite la designación de rangos de edad necesarios para el desarrollo de los primeros modelos geológicos evolutivos. Cartografía los cuerpos graníticos metamorfizados de El Dragón y El Mango, menciona características de paragneis, pero lo considera sin embargo como un ortogneis.
CHRISTIENSEN (1961)	Amplia el reconocimiento somero de MAXWELL & DENGÓ (1951), aclara correspondencias de rocas con la Isla de Trinidad, define características estructurales y evolutivas de Paria Incrementa el conocimiento somero de aspectos litológicos en las unidades del sector por él evaluado y su equivalencia litológica con las unidades mejor estudiadas en la región de Caracas
Tesistas UCV (1964) BRAVO (1964), BUJOSA (1964) CALDERÓN (1964), CHIQUITO (1964) GAMBOA (1964), GARCÍA (1964) GLAENTZLIN (1964), GONZÁLEZ (1964), GUEVARA (1964), LUZARDO (1964), MASROUA (1964), MATHEUS (1964), MOTICKA (1964), NEUMAN (1964), PIMENTEL (1964), RODRÍGUEZ (1964), SALAZAR (1964) SANZ (1964), SCHERER (1964) SIFONTES (1964), SOUCY (1964) STREDEL (1964), SUÁREZ (1964) VÁSQUEZ (1964)	Establecen en la región oriental de Paria las localidades tipos de las diversas unidades ígneo-metamórficas funcionales, estableciendo las características litológicas más resaltantes y su correlación con las definidas por KUGLER (1952) en la Isla de Trinidad. Definen algunos aspectos estructurales generales del sector oriental

<p>Tesistas UCV (1965): BELFORT (1965), CAMPOS (1965), CARTAYA (1965), CASTILLO (1965), D' SUZE (1965), ITURRALDE (1965), MÉNDEZ (1965), MENDOZA (1965), NOGUEIRA (1965), OCHOA (1965), RODRÍGUEZ (1965)</p>	<p>Contribuyen al conocimiento de las relaciones estructurales y tectono-estratigráficas existentes en Paria. Definen y amplían la extensión de las unidades funcionales definidas en el año anterior por tesistas UCV. Establecen relaciones estructurales entre estas unidades, considerando que los procesos de corrimiento son post-deformación isoclinal. Señalan la ocurrencia de diversas asociaciones minerales de la facies del esquisto verde. Mencionan la ocurrencia de esquisto glaucofánico asociado a rocas de protolito básico y ultrabásico en la costa norte.. En El Mango, definen relaciones presuntamente intrusivas.</p>
<p>Tesistas UCV (1966): MOLINA (1966), MÚJICA (1966) NAVARRO (1966), ORTEGA (1966) PICARD (1966), ROJAS (1966) ROMERO (1966), VILLEGAS (1966) WEHRMANN (1966)</p>	<p>Evalúan el rumbo promedio de la foliación, lo que les permite visualizar la disposición estructural como un monoclin, cuya cuesta buza al sur. El desarrollo de un campo de esfuerzos de tipo tensional, posterior al evento compresivo responsable de dicho arreglo, permite la existencia de fallas normales en la costa norte. Aclaran relaciones de contactos entre las unidades definidas. Establecen importantes aspectos composicionales de rocas conglomeráticas intercaladas en el Esquisto de Macuro. Definen múltiples fases de deformación, responsables de una disposición imbricada típica, localmente afectada, hacia la costa norte, por fallas normales y regionalmente afectadas por una tectónica rumbo-deslizante. Señalan que la región se encuentra bajo un proceso epigénico activo.</p>
<p>Tesista UCV (1967): FIERRO (1967), JIMÉNEZ (1967) MÚJICA (1967), FIGUEIRA (1967)</p>	<p>En el cabo Tres Puntas y en las ensenadas de Puipuy y Cangua, basado en indicios geomorfológicos, postula la existencia de fallas normales. Sus interpretaciones petrológicas del Cabo Tres Puntas concluyen que se presentan afloramientos de piroxenita hornbléndica, alterada por procesos de diferenciación a tremolita –actinolita. Corroboran datos estructurales de corrimientos presentes en la parte central de la Península y corrigen espesores pre-definidos. Evalúan y diferencian las características litológicas de las formaciones plio-pleistocenas en las cercanías de Güiría.</p>
<p>MUÑOZ (1967)</p>	<p>Realiza estudios químicos en la piroxenita hornbléndica de Cabo Tres Puntas, donde menciona la ocurrencia de rocas metavolcánicas y pelíticas en una relación de melange tectónico.</p>
<p>METZ (1968)</p>	<p>Considera a partir de estudios de campo que el desplazamiento de la falla El Pilar no excede los 15 km, de tal manera desestima desplazamientos de alto rango (centenares de km)) que algunos autores consideraron posibles en esta falla.</p>
<p>Tesistas UCV (1968): BETORET (1968), DELFÍN (1968) MORENO (1968)m, NAVARRETE (1968), PÉREZ (1968)</p>	<p>Definen y delimitan la naturaleza del contacto abrupto entre la unidad Carúpano y las infrayacentes, consideran que el área de afloramiento de la unidad hasta entonces denominada Cariaquito (Yacua), corresponde más bien al Esquisto de Carúpano.</p> <p>Señalan que el axioma base para la definición de la relación cronoestratigráfica en la zona, 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 de los protolitos. Los señalamientos de los autores con respecto a las unidades Macuro y Uquire, hacen posible la redefinición del contacto presuntamente concordante postulado en años anteriores,</p>

	<p>pues mencionan que hacia el contacto Uquire presenta mayor deformación, con pliegues más apretados y un posible comportamiento de fluxión. En el sector de cabo Tres Puntas coinciden 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.</p> <p>Proponen que el comportamiento plástico del Esquisto de Uquire ante el proceso de plegamiento tiende a engrosar la zona apical y generar fluxión de este litotipo grafitoso en fallas de ángulo alto donde se pudiera encontrarse asociado.</p>
GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1972)	Presentan formalmente las unidades definidas en años anteriores un a través de una compilación de cartografía geológica realizada, especificando detalles de algunas de las relaciones estructurales presentes en Paria y la ubicación de los contactos definidos.
SEIJAS (1969)	Evalúa las características litológicas y estructurales de un sector ubicado entre la localidad de Río Caribe y el Cabo Mala Pascua, al oeste del límite del área de estudio de tesis UCV de años anteriores, donde reporta que afloran las unidades Tunapui, Carúpano Güinimita y El Copey. Propone la denominación El Copey para el conjunto de rocas metavolcánicas que en el sector de Carúpano suprayace al esquisto cuarzo-muscovítico grafitoso de Carúpano.
POTTER (1972)	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 paleocorrientes le permite sugerir una dirección de transporte de sedimentos desde una fuente ubicada al norte
GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1974),	Proponen una hipótesis de intrusión granítica Jurásica en las rocas de las Unidades El Mango y El Dragón, señalando un origen comágmatco sobre la base de semejanzas químicas y mineralógicas.
DANIELO (1974)	Realiza la caracterización litológica y geomorfológica de los sedimentos cuaternarios en la zona de estudio. El autor presenta un estudio geomorfológico para fines de ordenamiento territorial, donde los medios de acumulación presentes en el sector occidental de Paria son piedemonte, valle, litoral y planicie de desbordamiento. El autor evalúa los factores de la morfogénesis, los procesos morfogenéticos que afectan los medios de ablación, los medios de acumulación originados por la dinámica fluvial o litoral durante el Cuaternario y el estudio analítico de las diferentes unidades definidas.
SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974)	En estudios radiométricos (K/Ar) de roca total presentan edad en el Gneis de El Mango señalando una edad de 53 ± 3 y 60 ± 4 Ma, que pueden ser interpretadas como un posible rango de edad de metamorfismo. Las edades de cristalización presentadas por los autores son basadas en datos K/ Ar en roca total, son desestimadas por dataciones U/ Pb más recientes (SPEED <i>et al.</i> 1997).
GIRAL (1976)	Señala la ocurrencia de tres periodos de plegamiento, uno premetamórfico de edad Cretácico medio, caracterizado por el desarrollo pliegues suaves, un segundo periodo de tipo isoclinal sinmetamórfico, 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

	<p>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. 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.</p>
CAMPOS (1981)	<p>Basado principalmente en rocas presentes en la península de Paria esboza parte de la compleja evolución geodinámica de la parte nororiental de Venezuela presentando hipótesis y edades relativas probables para las múltiples variaciones en el marco tectónico regional. La historia geológica propuesta por el autor se resume de la siguiente manera: bajo un régimen distensivo Jurásico se produce la creación de corteza oceánica</p> <p>que subsiguientemente subdujo bajo un microcontinente o arco de islas ubicado al NNO de Paria. El desarrollo de condiciones de compresión genera metamorfismo en la facies de Esquistos Verdes, 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. Hacia 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. En el Cenozoico el marco tectónico regional se ve dominado por el desarrollo de una tectónica de napas y durante el Terciario postula el desarrollo de fallas rumbo-deslizantes que en periodos alternantes de manera diacrónica generan compresión y/o distensión</p>
PEREZ & AGGARWAL (1981)	<p>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</p>
SPEED (1985)	<p>Realiza un análisis de 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. La hipótesis de colisión oblicua implica una progresiva traslación del sistema de arco hacia el sureste por acreción, finalizando esta traslación al alcanzar condiciones de sutura. A propósito de esta conclusión señala que la falla El Pilar ocurre a lo largo de la superficie de sutura presentando un movimiento activo dextral en las áreas donde la acreción cesó. Para el autor los protolitos son mayoritariamente sedimentos Mesozoicos de talud y costa-afuera depositados entre el antearco y el margen pasivo, actualmente sobrecorrido sobre el continente. El metamorfismo representa los efectos de la profundidad alcanzadas en el antearco así como posiblemente el calor asociado al sobrecorrimiento del arco magmático durante la colisión.</p>
MOTISCKA (1987)	<p>Realiza un estudio petrográfico de las intrusiones graníticas jóvenes de la zona de Carúpano, clasificándolas como pórfidos de granito subalcalino y brechas ígneas hipoabisales.</p>

ROBERTSON & BURKE (1989)	Proponen que el margen pasivo Jurásico se prolonga hasta el Oligoceno en el área oriental de Venezuela, cuando movimientos de bloques litosféricos, en respuesta a una tectónica rumbo-deslizante, generan subsidencia del margen Continental y espacio de acomodación periférico, seguido por un levantamiento Mioceno temprano resultante de la compresión secundaria asociada con el avance del límite de placas. Hacia el Plioceno temprano sugieren que la inversión de las cuencas occidentales genera una traslación hacia el este de la descarga del Orinoco.
ERLICH & BARRETT (1990)	Para los autores la historia geológica Cenozoica del norte de Venezuela y el área de Trinidad esta dominada por desplazamientos rumbo-deslizantes de bloques corticales. Variaciones de poca magnitud en la configuración cinemática del margen Caribe-Suramérica durante el Oligoceno permitieron el desarrollo de un relevo dextro de la Falla de Morón que dio lugar al desarrollo del pull-apart de Cariaco y de la zona de fallas de El Pilar. El desplazamiento máximo total estimado para dicho sistema de fallas está en el orden de 125 km.
CRISAFI (1991)	En un área ubicada al SE de Carúpano produce un estudio petrográfico y petrogénico acompañado de una cartografía geológica que se enfatiza en las rocas ígneas hipoabisales estudiadas por MOTISCKA (1987). De acuerdo a análisis químicos esta roca presenta una afinidad riolítica, mostrando petrográficamente una textura porfirítica. Se menciona que los cuerpos hipoabisales presentan evidencias de alteración hidrotermal, sin embargo, la ausencia de cizallamiento en los mismos indica el evento intrusivo es posterior al paroxismo de metamorfismo y deformación.
RUSSO & SPEED (1992)	A partir de una síntesis de datos de geología regional que incluyen un análisis de la anomalía gravimétrica negativa del Cuenca Oriental de Venezuela, sismicidad regional, tomografía sísmica y características topográficas de Paria, señalan que una parte de la placa oceánica en subducción por debajo de Suramérica, se ha quebrado y separado al suroeste de Paria, y como consecuencia de su flotabilidad negativa ha sido succionada por debajo del continente. Las características de flotabilidad de la corteza transicional sobrecorrida sobre el continente genera un espesor considerable que no permite la subducción de está por debajo de Suramérica continental. 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 el terreno aloctono con la placa Caribe y Suramérica continental han generado un mayor efecto de rebote elástico de la corteza en el sector occidental en respuesta a la succión del fragmento de placa oceánica, completamente separado que yace en la sub-cuenca de Maturín. Cinemáticamente el modelo de acuñaamiento tectónico propuesto por los autores implica una colisión progresiva oeste-este de los terrenos Caribe con Suramérica y la eventual sutura de algunos terrenos sobrecorridos al continente.
ALGAR (1993)	A partir de análisis en detalle en la Northern Range de Trinidad, la existencia de una orogénesis Cretácica que afecta las secuencias del margen pasivo de Trinidad no encuentra sustentación, sobre la base de una evaluación tectonoestratigráfica que incluye edades de huellas de fisión. Las edades determinadas de huellas de fisión son concordantes con la interpretación de una deformación fundamentalmente Terciaria y

	<p>post Eocenas. La primera fase de deformación implica procesos de depositación gravitacional, con vergencia norte, del talud continental de la Northern Range, 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. Con la aproximación del frente de deformación del Caribe, la Northern Range es cabalgada por el prisma acrecional del Caribe, que incluye a las unidades asociadas al Grupo Sans Soucy. Fases de deformación subsiguientes están asociadas a deformación rumbo-deslizante, con predominio de condiciones transtensivas post-Mioceno tardío.</p>
ALGAR & PINDELL (1993)	<p>Proponen la existencia de un cinturón de deformación y formación de un antepaís transpresivo durante el Mioceno medio, lo que genera un incremento en las deformaciones asociadas a callamiento rumbo-deslizante dextral. Señalan que hacia el Mioceno tardío – Plioceno un relevo al sur de la zona de fallas de El Pilar da lugar al desarrollo de una cuenca tensional (pull apart) del Golfo de Paria.</p>
FLINCH & RAMBARAN (1996)	<p>Estudian aspectos estructurales del Golfo de Paria, que consiste en un complejo conjunto de cuencas extensionales ubicadas aledañas al cinturón de plegamiento y deformación de Venezuela Oriental. Interpretan el desarrollo de semi-grabenos como consecuencia de un colapso extensional activo desde el Neógeno tardío y consideran que la compresión Pleistoceno tardío-Holocena conduce a una inversión menor que afecta lo límites del dominio estructural.</p>
BABB (1997)	<p>Define las características de las secuencias depositacionales del Golfo de Paria y características estructurales asociadas al desarrollo de esta cuenca tensional oblicua, aledaña al área de estudio</p>
SPEED <i>et al.</i> (1997)	<p>Presentan un modelo que explica el origen y significado tectónico de los cuerpos gnésicos cuarzo-feldespáticos que ocurren a manera de cadenas restringidas dentro del cinturón alargado de esquisto que conforma la costa de norte de Suramérica. Dataciones Pb/U en fracciones de circón son interpretadas como la edad Paleozoica de cristalización magmática del protolito plutónico granitoide del Gneis del Dragón, que consideran equivalentes al Gneis de El Mango, mientras que un metamorfismo Cenozoico medio, causado por protomilonización y presión solución, variable espacialmente en intensidad es inferido a partir de dataciones por el método $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ en micas metamórficas. En el modelo propuesto por los autores los gneis fueron transformados conjuntamente con el esquisto envolvente, de protolito sedimentario con proveniencia continental y representan parte de un pilar tectónico infrayacente y/o bordeado por sedimentos depositados en el marco tectónico pasivo Mesozoico.</p>
YSACCIS (1997)	<p>Evalúa a través de perfiles sísmicos el área costa afuera de la península de Araya y Paria, definiendo la naturaleza del basamento como un complejo acrecional donde un sistema de arco de islas Cretácico ha sido subductado con parte de la cuña acrecional del margen pasivo metamorfozado; sobre estos terrenos condiciones extensivas Paleógenas y transtensionales Neógenas generan el desarrollo de cuencas sedimentarias cuyas geometrías depositacionales aunadas a los datos de pozos exploratorios permiten determinar la edad de las fases de deformación señaladas; las cuales fueron afectadas por un evento Oligo-Mioceno de inversión, coeval con el desarrollo del antepaís (foreland) en el oriente de Venezuela. Entre otros aspectos de interés para el</p>

	<p>análisis tectono-estratigráfico, el autor discute aspectos estructurales que aclaran el origen de patrones estructurales que se prolongan costa adentro en Paria, enfáticamente asume una edad de fallamiento para el sistema El Pilar post Mioceno medio, consecuencia de un particionamiento de esfuerzos (strain partitioning) generado por la convergencia oblicua entre los fragmentos litosféricos que interactúan en el área de estudio.</p>
SPEED & SMITH-HOROWITZ (1998)	<p>Definen las características tectono-estratigráficas de los terrenos que conforman la zona limitrofe entre las placas Caribe y Suramérica, con énfasis en el terreno alóctono con predominio de rocas básicas y ultrabásicas, denominado por ellos Terreno Tobago. Los autores asignan a los protolitos del complejo ígneo básico metamorfizado la posible edad pre-Barremaniense. El complejo, es interpretado como un apilamiento imbricado con yuxtaposición de varios niveles provenientes de diferentes profundidades de litosfera oceánica, donde los protolitos basálticos tienen una posible afinidad MORB, coexistiendo con rocas con afinidad de arco de islas. El Terreno Tobago está limitado por fallas cuya edad de movimiento se extiende desde el Cretácico al presente, el límite de estos terrenos con el terreno aledaño se establece en la zona de fallas de Coche-North Coast, cuya componente principal de desplazamiento es normal y presenta bajo ángulo. La yuxtaposición de este terreno alóctono sobre la cuña depositacional del margen pasivo da lugar, hacia el Cenozoico medio, de condiciones de metamorfismo en la facie del esquisto verde en el terreno para-autóctono (denominados por los autores Terreno Paria-Trinidad). Ambos Terrenos serían, entre el Mioceno tardío y el Reciente, exhumados y erosionados conjuntamente.</p>
VILLAMIL & PINDELL (1998)	<p>Consideran que todos los terrenos alóctonos compuestos por rocas metamórficas Jurásicas a Cretácicas y/o rocas de arcos volcánicos fueron originadas distalmente respecto al margen pasivo, que se prolonga en el tiempo al menos hasta el Maastrichtiense, señalan que el metamorfismo y deformación de estas rocas tiene relación con el prisma de acreción formado a partir del Cretácico tardío.</p>
SIMS <i>et al.</i> (1999)	<p>Evalúan la ocurrencia de la cuenca transtensional (pull apart) del Golfo de Paria, la cual está conformada por fallas maestras normales oblicuas que resultan en el desarrollo de subcuencas asimétricas alargadas, separadas por altos intracuena. Concluyen a partir de los modelos que la configuración estructural del Golfo de Paria es resultante de la presencia de capas viscosas de bajo espesor dentro de la secuencia.</p>
AUDEMARD <i>et al.</i> (2000)	<p>Realizan una evaluación de las principales fallas cuaternarias activas en Venezuela, definiendo la naturaleza de las mismas a partir de datos neotectónicos, generan un mapa actualizado con una base de datos que incluye información sobre las fallas, compiladas en el área de estudio a partir de diversas fuentes.</p>
YSACCIS & AUDEMARD (2000)	<p>Postulan la existencia de un orógeno flotante desarrollado a partir de la interacción entre las placas Caribe y Suramérica. El centro del segmento del perfil sísmico evaluado por los autores pasa por la península Araya-Paria la cual corresponde a un cinturón sobrecorrido de rocas metasedimentarias que representan a la parte frontal más profunda del margen pasivo Jurásico-Cretácico, el cual experimentó durante la evolución del orógeno, ajustes por transpresión y transtensión. De acuerdo a los autores durante el Oligoceno ocurrió inversión tectónica en Carúpano, coeval con el desarrollo del depocentro en Guárico. En el sur de Carúpano las estructuras compresivas Terciarias fueron</p>

	enmascaradas por transtensión durante el Neógeno tardío
CRUZ <i>et al.</i> (2001)	Comparan los estilos de deformación del norte de Trinidad y aquellos propios de la península de Paria, concluyendo que el contraste de estilos desarrollados es producto de la colisión oblicua y el acuñamiento entre las placas Caribe y Suramérica en los últimos 50 Ma. Los autores proponen la placa Caribe como un indenter que da lugar al desarrollo de un cabalgamiento frontal que deforma la corteza continental de Suramérica, de acuerdo a este modelo el acortamiento vertical decrece hacia el sur y la tasa de exhumación de incrementa al norte, la colisión diacrónica genera edades de deformación más jóvenes al este.
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), levantamiento que ocurre al norte de un surco que permitía la circulación marina desde Guarico hasta Trinidad, el cual estaba siendo rellenado con depósitos turbidíticos y olistostromos Cretácicos.
MCMAHON (2001)	Evalúa geoquímicamente las metalavas de El Copey, considera que sus marcas geoquímicas las designan como una porción de la meseta basáltica del Caribe (CLIP). La Riolita Porfídica de Carúpano es definida como una expresión continental, enriquecida en elementos litófilos, del vulcanismo asociado al arco de las Antillas Menores
PINDELL & KENNAN (2001)	Realizan una actualización del esquema evolutivo del Caribe y el Golfo de México desde el Jurásico hasta el Reciente, a partir de análisis palimpásticos congruentes con posibles relaciones cinemáticas estables entre las placas.
MANN <i>et al.</i> (2001)	A partir de datos geodésicos y geológicos en Trinidad soportan la interpretación de una zona de margen de placas rumbo-deslizante dextral que presenta un desplazamiento en Trinidad de hasta 3 mm/a en dirección aproximada este-oeste. Los segmentos ubicados al NE la configuración estructural exhibe estructuras transpresivas a lo largo de la falla El Pilar. En el Golfo de Paria se presenta según los autores un límite abrupto entre la provincia transpresiva y la zona afectada por un estilo de deformación transtensivo donde fallas normales NE son controladas por cargas gravitacionales y esfuerzos tectónicos relacionados al desplazamiento rumbo-deslizante
SUMMA <i>et al.</i> (2003)	A partir de estudios moleculares en hidrocarburos de la Cuenca Oriental de Venezuela, señalan la ocurrencia de inclusiones que sugieren la presencia de una fuente Jurásica asociada a ambientes lacustrinos hipersalinos desarrollado en depresiones controladas por un rift. En términos de historia tectónica el sistema rift inferido por los autores es la continuación del Graben de Espino, cuyas estructuras remanentes infrayacen la serranía del Interior y el Golfo de Paria.
CRUZ, <i>et al.</i> (2003)	Estudian el proceso de deformación y exhumación de la península de Paria, la cual consideran un cinturón de montañas limitado al sur por la falla el Pilar y al norte por la falla dextral de El Coche. El rango de edades de las huellas de fisión en apatito va de 29 Ma al sur a 5 Ma al norte, indicando la relativamente reciente exhumación de las rocas al norte. Basado en la geometría de campo, en los elementos de fábrica ocurrientes en la región y los resultados termocronológicos, los autores

	proponen que la litosfera oceánica del Caribe actúa como un indorador que deforma la corteza continental Suramericana, la deformación se concentra en la parte del orógeno que acumula tensiones (cinturón metamórfico), disminuyendo esta acumulación al sur.
BAUMBACH <i>et al.</i> (2004)	Calculan los hipocentros y las soluciones de los mecanismos focales para la superficie de la falla El Pilar a partir de eventos replica del sismo de Cariaco en 1997, de magnitud 6,9. Los eventos sísmicos menores se acumulan en su mayoría en la zona de falla documentada, presentando para el plano de falla soluciones mayoritariamente de tipo rumbo-deslizante. El conjunto de soluciones parece definir dos zonas de relajamiento, una de las cuales se ubica entre Casanay y El Pilar.
CRUZ (2004)	Reporta en el sector oriental de Paria el desarrollo de fábricas de sobrecrecimientos donde la orientación de los ejes-c de cuarzo muestra un patrón indicativo de una deformación oblicua-normal. Sobre la base de similitudes establecidas por el autor con el orógeno de los Alpes de Nueva Zelanda, establece un modelo de doble cuña transpresional, en el cual la deformación interna del sistema es controlada fundamentalmente por la dirección de acreción.
CRUZ (2005)	Los procesos superficiales; modificadores de la carga gravitacional, del campo de esfuerzos y de la cinemática del orógeno de Paria, en el NE de Venezuela, son comparables a los que ocurren en los Southern Alps de Nueva Zelanda. La erosión asimétrica y la condición de flujo estacionario juegan el papel notable en la definición de los patrones de exhumación, deformación) y topografía en dichas cuñas orogénicas. En Paria, la evaluación de sobrecrecimientos post-orogénicos de los ejes C de cuarzo indican tensión oblicua-normal. La topografía de la península de Paria y su actual patrón de precipitación son asimétricos. La evolución de la exhumación, deformación, topografía, erosión y patrones de precipitación de la cuña transpresional es controlada de manera importante por la oblicuidad de la compresión y de la erosión. Edades por huellas de fisión del levantamiento muestran un decrecimiento progresivo de las edades hacia la retrocuña.

CAPÍTULO IV

4. GEOLOGÍA REGIONAL

En este capítulo se discuten los principales aportes realizados por diversos autores al conocimiento de la geología del área de estudio y de sus alrededores. En la sección 4.1 se hace una compilación de la información referente a los grandes rasgos estructurales presentes en Paria y áreas aledañas, son estos los que determinan la disposición espacial de unidades tectono-estratigráficas así como la cinemática de las estructuras de jerarquía inferior, que serán mejor evaluadas en el Capítulo V, y cuyas relaciones geodinámicas son consecuencia de la interacción, principalmente transpresiva, entre la placa Caribe, en gran parte conformada por las rocas de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (Caribbean Large Igneous Province: CLIP), y el norte de Suramérica.

En la Sección 4.2 se presentan y describen, agrupadas de acuerdo a su afinidad petrotectónica, las características más resaltantes de las unidades litodémicas que constituyen el objeto central de estudio al definir el arreglo arquitectónico oriental de la Cordillera de La Costa. Seguidamente se presentan las características de unidades litoestratigráficas que afloran en la península de Paria, con una breve discusión referente a las implicaciones geológicas asociadas a la unidad, dentro de los amplios aspectos geológicos regionales. Finalmente los medios depositacionales Cuaternarios definidos por DANIELO (1974) son considerados, enfatizando en los aspectos morfogenéticos que estos representan en el marco tecto-dinámico del área de estudio.

4.1. PRINCIPALES ACCIDENTES TECTÓNICOS QUE AFECTAN EL ÁREA DE ESTUDIO

Hacia el margen oriental de la Cordillera de La Costa, la zona limítrofe transpresiva está limitada por la zona de subducción de las Antillas Menores (Figuras 4.1 y 4.2), aquí el espesor anómalo de la CLIP genera una geodinámica compleja en donde el particular margen rumbo-deslizante meridional, actúa como una difusa zona transformante. De tal manera la placa Caribe cabalga sobre el piso oceánico atlántico de la placa Suramericana, mientras que hacia el oeste un segmento de la placa Caribe (y/o Paleo-Caribe (?)) ha sido subductado por debajo de Suramérica

continental, a lo largo del Cinturón de Deformación del Caribe, al norte de Venezuela (Figs. 4.1 y 4.2).

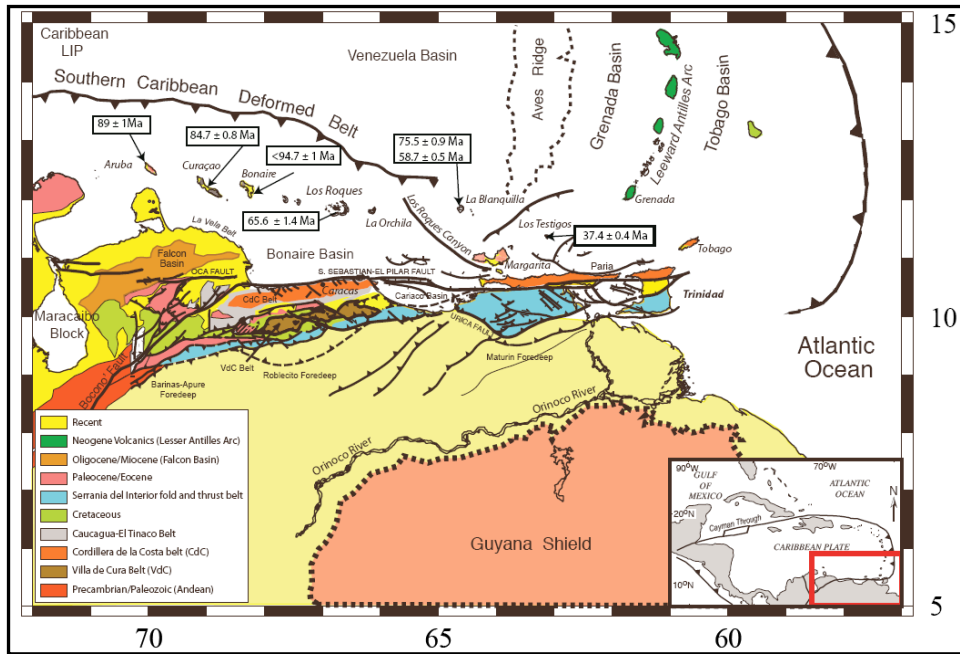


Figura 4.1. Mapa que muestra de manera generalizada las principales provincias y terrenos tectónicos en el norte de Venezuela (después de YSACCIS 1997; BIJU-DUVAL 1982; entre otros). Las edades en las cajas fueron obtenidas por el método U-Pb por James WRIGHT (2006) en las islas del norte de Suramérica. Tomado de: WRIGHT *et al.* (2006, inédito).

En el área de estudio, las relaciones cinemáticas existentes entre los accidentes estructurales presentes (Figura 4.3) derivan del proceso de deformación activa que afecta la zona oriental de Venezuela desde el Oligoceno (SPEED 1985, ERLICH & BARRET 1990). Está es fundamentalmente una zona de deformación de tipo transpresiva, con la existencia de regímenes localmente transtensivos compatibles con el actual campo de esfuerzos, que en el área de estudio presenta una dirección NO-SE (SOULAS *et al.* 1984) (Fig 4.2). La existencia de deformación distensivas en un régimen de tipo compresivo resulta de complicaciones geométricas propias de la traza de las discontinuidades que conforman el sistema de fallas de Morón - El Pilar, donde se disipa gran parte del movimiento dextral generado por la geodinámica oblicua entre las placas Caribe y Suramérica.

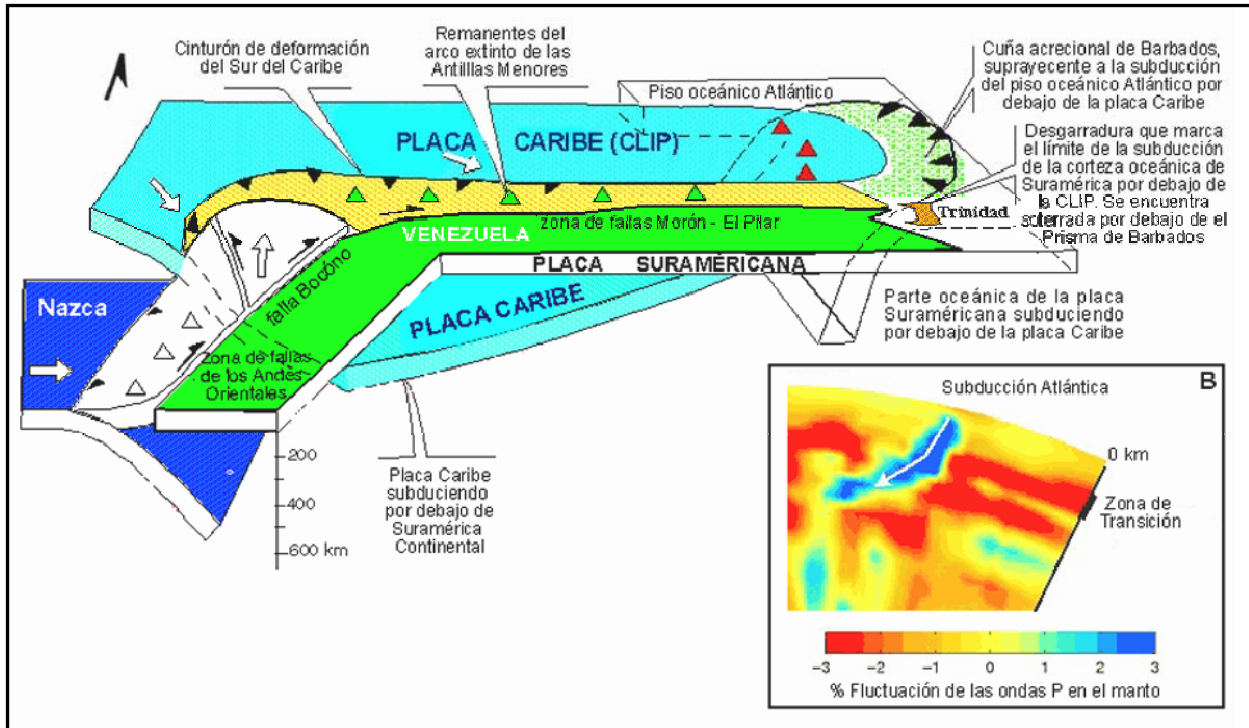


Figura 4.2. Vista esquemática desde Suramérica hacia el norte, se muestra la configuración del fallamiento y subducción generado por el desplazamiento hacia el este de la placa Caribe. En el recuadro inferior (B) se muestra datos de tomografía sísmica obtenida por VAN DER HILST (1990) en un corte mantelar a ~ 12,5° N de latitud, donde se evidencia de la subducción del piso oceánico Atlántico por debajo de Caribe. Tomado y modificado de UTIG (2005).

La fosa de Cariaco, un ejemplo clásico de cuenca tensional (pull apart) aledaña al área de estudio, se presenta como la señal geomorfológica más resaltante del patrón estructural antes señalado. Esta cuenca se produce por la existencia de un relevo distensivo generado por las fallas no colineales de Morón y El Pilar (SCHUBERT 1981, 1984). Otros accidentes geomorfológicos similares pueden ocurrir como resultado de la existencia de curvaturas medibles a lo largo de la traza de fallas rumbo-deslizantes (AYDIN & NUR 1985).

El desplazamiento tangencial se produce como resultado de un particionamiento de esfuerzos a lo largo de una zona de discontinuidades con dirección N85°E ± 5°, siendo las fallas de los sistemas El Pilar y de Coche- North Coast las discontinuidades que mayor desplazamiento acumulan en el área de estudio, seguidas por el sistema Los Bajos, que se orienta en dirección N55°O, y es oblicua a la traza de la falla de El Pilar (Fig. 4.3).

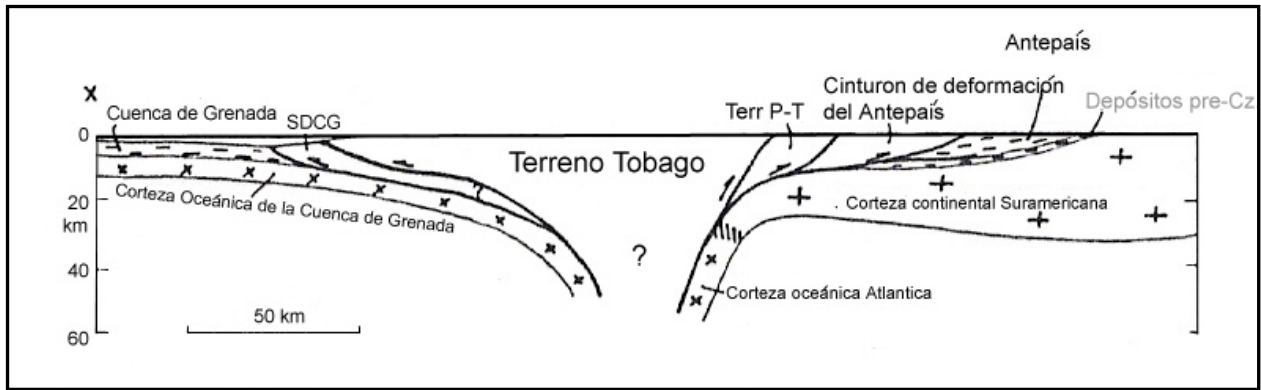


Figura 4.4. Interpretación cortical NNO-SSE en el sector oriental de Paria. Se muestran las relaciones del terreno para-autóctono (P-T), con los terrenos aledaños, al sur este está en contacto de sutura con el cinturón de deformación de la Cuenca Oriental de Venezuela a través de la zona de fallas de El Pilar. SDCG: Cinturón de Deformación de la Cuenca de Granada. Adaptado de SPEED & SMITH-HOROWITZ (1998: Fig.3).

La Figura 4.5, corresponde a una compilación de la cinemática de fallamiento Cuaternario en Venezuela (AUDEMARD *et al.* 2000), donde se muestra la configuración geométrica de la falla El Pilar, la cual ha sido segmentada por los autores de el estudio para una mejor descripción. La sección Casanay-El Pilar (Fig.4.5: s. C-EP) se extiende por 17 km, presenta un rumbo promedio $N061^{\circ} \pm 8^{\circ}$, presentando una buzamiento alto al norte. Su sentido de movimiento actual es lateral dextral. Su expresión geomorfológica presenta patrones consistentes con fallamiento transpresivo, tales como escarpes de falla, drenaje con desplazamiento lateral dextro, estructuras de levantamiento compresivo local (pop-up), entre otras. Se asocia también este tramo con fuerte actividad geotermal en los alrededores de Mundo Nuevo.

La sección Guaraunos de la falla de El Pilar está situada al sur de la cordillera metamórfica de Paria (Fig. 4.5) es denominada por YSACCIS (1997) falla de Casanay. Este accidente se extiende con un rumbo promedio $N89^{\circ}E \pm 2^{\circ}$ desde la localidad de El Pilar hacia el este por 102 km, donde conecta con la falla Los Bajos en el golfo de Paria. Presenta un sentido de movimiento lateral dextral y se evidencia a través de patrones geomorfológicos tales como escarpes de falla y drenajes lineales en planicies aluviales Holocenas que presentan altas tasas de sedimentación (Llanura de Guaráunos) y se encuentran influenciadas por un delta (AUDEMARD *et al.* 2000). YSACCIS (1997) señala que esta falla es transtensiva y deprime el bloque sur. En aguas del golfo al sur del área oriental, define el límite norte de la Cuenca del golfo de Paria. Más hacia el este se conecta con la falla de Arima, cuya traza recorre el flanco sur de la Northern Range de Trinidad.

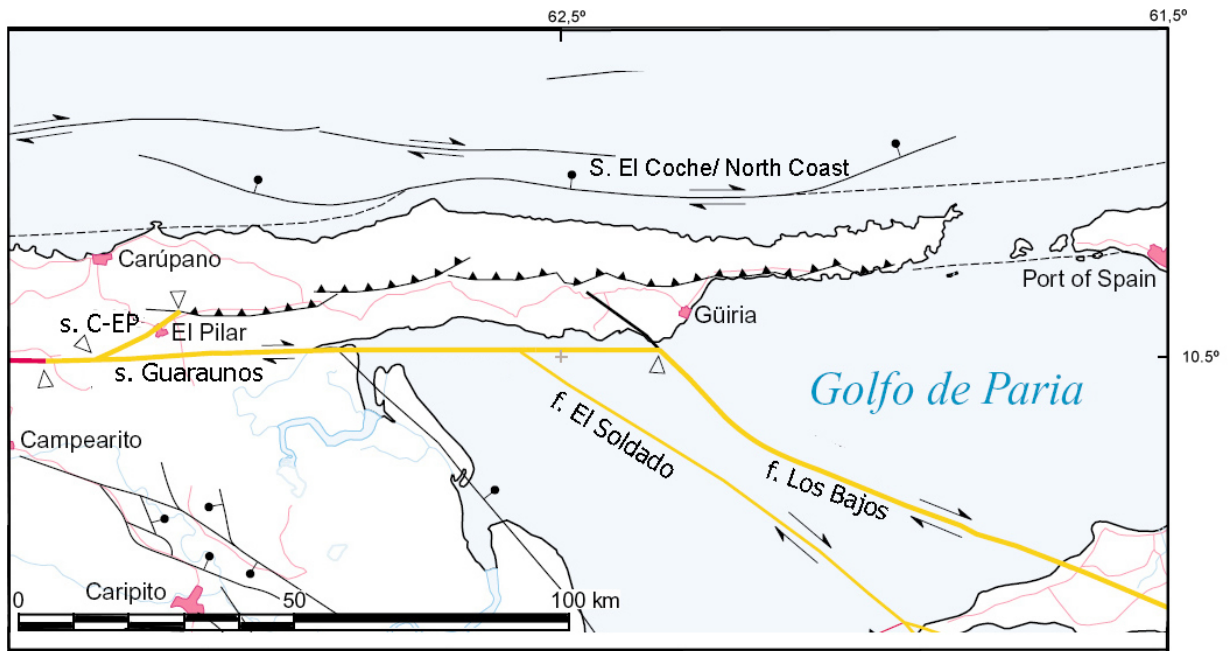


Figura 4.5. Configuración de los fallamientos activos en la península de Paria. Adaptado de: AUDEMARD *et al.* (2000). Se muestran las secciones (s.) en las cuales ha sido dividida la falla El Pilar por los autores antes señalados para su estudio. (s. C-EP: sección Casanay- El Pilar)

Las falla El Pilar presentan un buzamiento al norte de ángulo alto en el nivel estructural superior, pero se estima que en profundidad presenta ángulo bajo (Figs. 4.4 y 4.7) (SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998, DUERTO & MCCLAY 2002). La componente principal de movimiento dextral a lo largo de la falla de El Pilar se ha sido estimado, de acuerdo a reconstituciones recientes del límite sur de la placa Caribe, en 55 km, cifra consistente con el ancho de la Cuenca de Cariaco, medida según la dirección de apertura este-oeste asociada a la geometría de la zona de relevo transtensiva de dicha estructura submarina (AUDEMARD *et al.* 2000). El carácter principalmente transcurrente del movimiento de la falla de El Pilar, se encuentra comprobado por los desplazamientos de marcadores observados en superficie a lo largo de la ruptura cosísmica del terremoto del 9 de julio de 1997. (AUDEMARD *et al.* 2000).

Para ERLICH & BARRETT (1990) el inicio del fallamiento del sistema El Pilar responde a variaciones de poca magnitud en la configuración cinemática del complejo margen Caribe-Suramérica, que durante el Oligoceno, permitieron el desarrollo de un relevo dextro de la Falla de Morón, lo que dio lugar al desarrollo de la zona de fallas de El Pilar, no obstante YSACCIS (1997) considera que el sistema de fallas de El Pilar no tiene desplazamientos significativos previos al

Mioceno Medio. Al igual que los sistemas de Boconó y Morón-San Sebastián, el sistema de El Pilar es considerado como parte del límite principal de las placas del Caribe y Suramérica, aunque AUDEMARD *et al.* (2000) señalan que este límite consiste en realidad en una franja de deformaciones transpresivas de unos 100 km de ancho, donde el desplazamiento transcurrente dextral característico de la falla de El Pilar, se acompaña de una compresión transversal absorbida por el conjunto de la zona de transpresión desde el Mioceno Medio, lo cual está en concordancia con interpretaciones de YSACCIS (1997).

SPEED (1985) señala que la falla El Pilar ocurre a lo largo de una superficie de sutura, derivada del proceso de colisión oblicua en el margen meridional de la placa Caribe, presentando un movimiento activo dextral en las áreas donde la acreción ceso. De tal manera el desplazamiento y edad de la falla se incrementa hacia el oeste. En las ideas expuestas por R. SPEED y colaboradores se señala que la falla El Pilar hacia la zona oriental de Paria y en Trinidad es probablemente un corrimiento activo con vergencia norte, que yuxtapone el terreno metamórfico para-autóctono sobre las secuencias sedimentarias pre-colisionales Cretácicas (Fig. 4.4). En consonancia relativa con la idea SPEED (1985), ERLICH & BARRETT (1990) señalan que el régimen de esfuerzos transpresional entre la placa Caribe y el norte de Suramérica se desarrolla y migra hacia el este como consecuencia del desplazamiento relativo de la placa Caribe en la misma dirección, aunque mencionan además que cambios en la geometría del margen permite el desarrollo local de estructuras transtensivas asociadas (*cf.* Fig. 4.6).

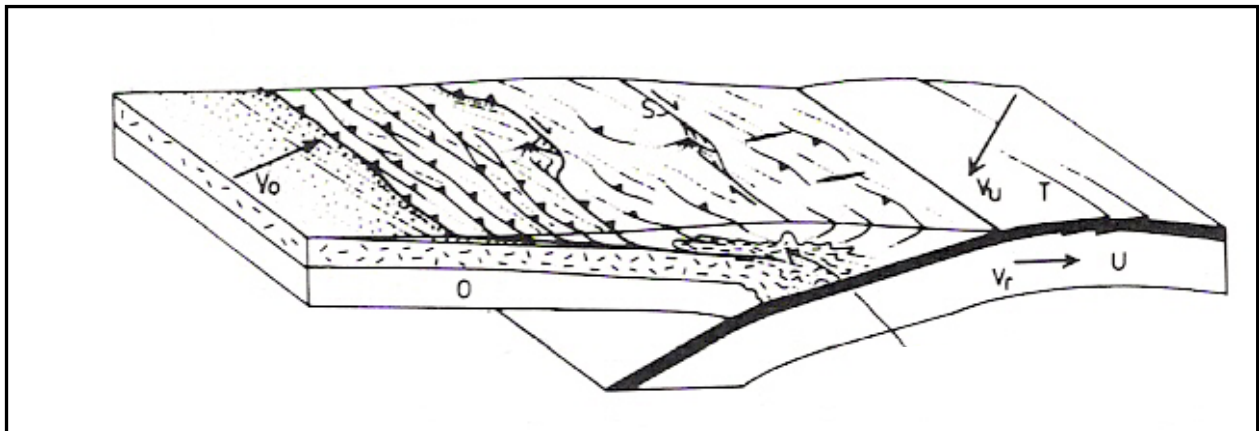


Figura 4.6. Características cinemáticas típicas en márgenes en convergencia oblicua, la figura representa posiblemente algunos de los procesos tectónicos que ocurren en el sur de Paria entre el terreno para-autóctono metamórfico y la secuencia sedimentaria de margen pasivo plegada y deformada (*cf.* Fig 4.5). V_o = velocidad de la placa cabalgante, O; V_u = velocidad de la placa cabalgada, U; V_r = velocidad de migración de la subducción (tipo A (?) al sur y tipo B al este). Tomado y modificado de MIALL (1984: Fig. 9.18)

En la zona oriental de Paria y en Trinidad el comportamiento de la zona de fallas de El Pilar es controversial, a la luz de señalamientos de los autores antes mencionados. CRUZ (2004) basado en datos termocronológicos y estructurales de la península de Paria, en su sector oriental, reporta el desarrollo de fabricas de sobrecrecimientos donde la orientación de los ejes-c de cuarzo muestra un patrón indicativo de una deformación oblicua-normal. Así mismo, más al este, PAYNE (1991) presenta datos de sísmica de reflexión que sugieren que la falla El Pilar al norte de Trinidad presenta un significativo comportamiento normal, a su vez ALGAR & PINDELL (1993) consideran que la falla El Pilar en Trinidad es una estructura transtensional menor que ha acomodado no más de 5 km de desplazamiento lateral dextral, presentando una componente normal cuyo salto alcanza cerca de 1 km, siendo el bloque sur el deprimido.

ALGAR & PINDELL (1993) señalan, con base en evidencias de campo, que la falla Arima en Trinidad, con una compleja historia dinámica asociada a la falla El Pilar, parece mostrar un desplazamiento normal con un elemento de movimiento lateral también presente. BABB (1997: 164) señala, basado en perfiles sísmicos, que hacia la Isla de Patos se presenta asociado a la traza de El Pilar un régimen transpresivo, responsable del levantamiento del bloque norte, siendo dicha isla la expresión geomorfológica del estilo estructural localmente resultante, señala también el autor antes citado que hacia la parte norte de Northern Basin ocurren, asociadas a la falla El Pilar, estructuras propias de un régimen transtensivo.

4.1.2. Sistema de fallas Los Bajos – Warm - Springs

La falla Los Bajos diverge de manera oblicua con respecto de la falla El Pilar hacia el sureste internándose en el golfo de Paria (Fig. 4.4). Aflora por alrededor de 30 km de longitud en Trinidad, sin embargo es mejor conocida en base a los datos sísmicos de la industria petrolera (AUDEMARD *et al.* 2000). Es considerada una prolongación oblicua al sistemas de fallas El Pilar y constituye (de una manera aún no muy bien entendida) parte de la zona limítrofe meridional principalmente rumbo-deslizante de la placa Caribe.

La falla Los Bajos es el límite occidental de la cuenca transtensional del golfo de Paria, conformada por subcuencas asimétricas elongadas, separadas por altos intracuenca. La individualización de esta cuenca, de acuerdo a estudios sismo-estratigráficos integrados es post – Mioceno Medio (Babb 1997, SIMS *et al.* 1999), y corresponde a la edad de activación del sistema,

lo que permite a La falla Los Bajos acumula un desplazamiento post Mioceno Medio de 10,5 km. BABB (1997) estima que esta magnitud es resultante de la transferencia de desplazamiento lateral desde la falla El Pilar hacia discontinuidades orientadas en dirección NO-SE.

TYSON (1989) cartografía elementos transpresionales y transtensionales asociados a cambios de dirección a lo largo de la traza de la falla Los Bajos, según el autor, las características de la zona limítrofe entre las placas Caribe y Suramérica, y particularmente la subducción de la porción de la corteza oceánica Suramericana por debajo de la CLIP (Figura 4.2), generan una transferencia del régimen de esfuerzos regional hacia estructuras situadas hacia el sureste de la falla El Pilar, lo que se manifiestan en el desarrollo de una cuenca tensional oblicua. PÉREZ & AGGARWAL (1981) señalan que la subducción del Atlántico por debajo de Caribe termina en las adyacencias de la zona de fallas Los Bajos y que de esta manera, la falla separa dos dominios sismogénicos distintos: el de la placa de subducción hacia el margen nororiental y una provincia cortical somera en el SO.

El inicio del desplazamiento a lo largo de la falla Los Bajos, según ERLICH & BARRET (1990), ocurre a partir del Mioceno, simultáneamente con la activación de la falla El Pilar, lo que forma la Northern Basin de Trinidad. Para LAU & RAJPAULSINGH (1976) el desplazamiento de la falla Los Bajos se inicia hacia el Mioceno Tardío-Plioceno, lo cual coincide con la edad propuesta por ALGAR & PINDELL (1993) para la individualización de la cuenca tensional del golfo de Paria, estos últimos concuerdan con interpretaciones previas (ERLICH & BARRET 1990), que señalan que este es un evento resultante de variaciones en la dirección regional de transmisión de esfuerzos intraplaca, lo que genera una transferencia del desplazamiento lateral de la falla El Pilar hacia la falla Los Bajos

La individualización de esta cuenca es post – Mioceno Medio (Babb 1997, SIMS *et al.* 1999). La cuenca tensional (pull apart) está conformada por fallas maestras normales oblicuas que resultan en el desarrollo de subcuencas asimétricas alongadas, separadas por altos intracuenca (SIMS *et al.* 1999), en la zona afectada por un estilo de deformación transtensivo, fallas normales orientadas NE-SO son controladas por cargas gravitacionales y esfuerzos tectónicos relacionados al desplazamiento rumbo-deslizante y normal de las fallas de El Pilar y Los Bajos - Warm Springs (BABB 1997).

4.1.3. Sistema de fallas de Coche - North Coast

Este sistema submarino rumbo-deslizante dextral esta conformado por fallas de ángulo alto que presentan una importante componente normal, que afecta localmente al sector septentrional de la costa norte de Paria. En la isla de Trinidad, es descrito por ROBERTSON & BURKE (1989), quienes señalan que el sistema North Coast esta compuesto por dos fallas principales donde sólo en una de ellas se ha estimado un desplazamiento dextral de 10 km en los últimos 1,6 Ma, lo cual implica que cerca de un 30% del desplazamiento entre Caribe y Suramérica en la región de Trinidad ha sido acomodado por la zona de fallas de North Coast (ALGAR & PINDELL 1993), sin embargo, hasta el momento el desplazamiento relativo total del sistema continua siendo desconocido. Las Figura 4.3, 4.5 y 4.7 muestran la configuración general de las megafracturas principales asociadas con este sistema.

Para YSACCIS (1997) el desarrollo de estructuras tensionales costa afuera de la península de Paria, obedece a la migración hacia el este del límite de subducción de la corteza oceánica Atlántica por debajo de la CLIP, lo cual aunado a la baja transmisión de esfuerzos compresivos a lo largo del norte de la zona limítrofe Caribe-Suramérica, genera condiciones distensivas responsables del estilo estructural que caracteriza esta área. Desde un punto de vista vectorial (véase Fig. 4.6), la componente de la velocidad de la placa subductada es mayor a la componente del vector velocidad de la placa cabalgante (CLIP) (YSACCIS1997: 243).

4.2 METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN

El norte de Paria es un cinturón de rocas metamórficas constituido mayoritariamente por protolitos sedimentarios de origen pelágico y hemipelágico que se presentan plegados de manera isoclinal recumbente con gran amplitud. KUGLER (1953) considera que un homoclinal con vergencia al sur caracteriza el grano estructural regional. La foliación en la secuencia metasedimentaria de la parte norte de la península presenta un rumbo subparalelo a NE-SO, oblicuo a la zona principal de desplazamiento rumbo-deslizante que se orienta en dirección este-oeste, la lineación, también oblicua, presenta una inmersión moderada hacia el SO (CRUZ 2003).

La secuencia metasedimentaria ocurre asociada en algunas áreas de la costa norte con un melange ofiolítico que aflora de manera irregular en las penínsulas de Araya y Paria (Fig. 4.7),

este conjunto alóctono de rocas fue tectónicamente emplazado hacia el Cenozoico Medio sobre la cobertura metasedimentaria y su zócalo granítico (SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998). La yuxtaposición de bloques litosféricos definen una historia de emplazamiento y deformación que evoluciona de manera diacrónica de oeste a este, dando lugar a relaciones petrotectónicas complejas, con al menos dos fases de deformación metamórfica y múltiples fases en régimen frágil (CAMPOS 1981, SPEED 1985, ALGAR 1993, AVÉ-LALLEMANT 1997, SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998, ente otros). SPEED & SMITH HOROWITZ (1998) considera que la dinámica Cenozoica entre el Caribe y Suramérica permitió que hacia el NNO parte de dicho zócalo, correspondiente quizás a un pilar tectónico, fuera fragmentado y acretado conjuntamente con la cuña depositacional Mesozoica aledaña, por lo que se presenta aflorando, en la zona oriental de Paria, como cuerpos gnéisicos graníticos protomilonitizados e interdigitados a la parte media del Esquisto de Macuro, a saber los Gneis de El Dragón y de El Mango.

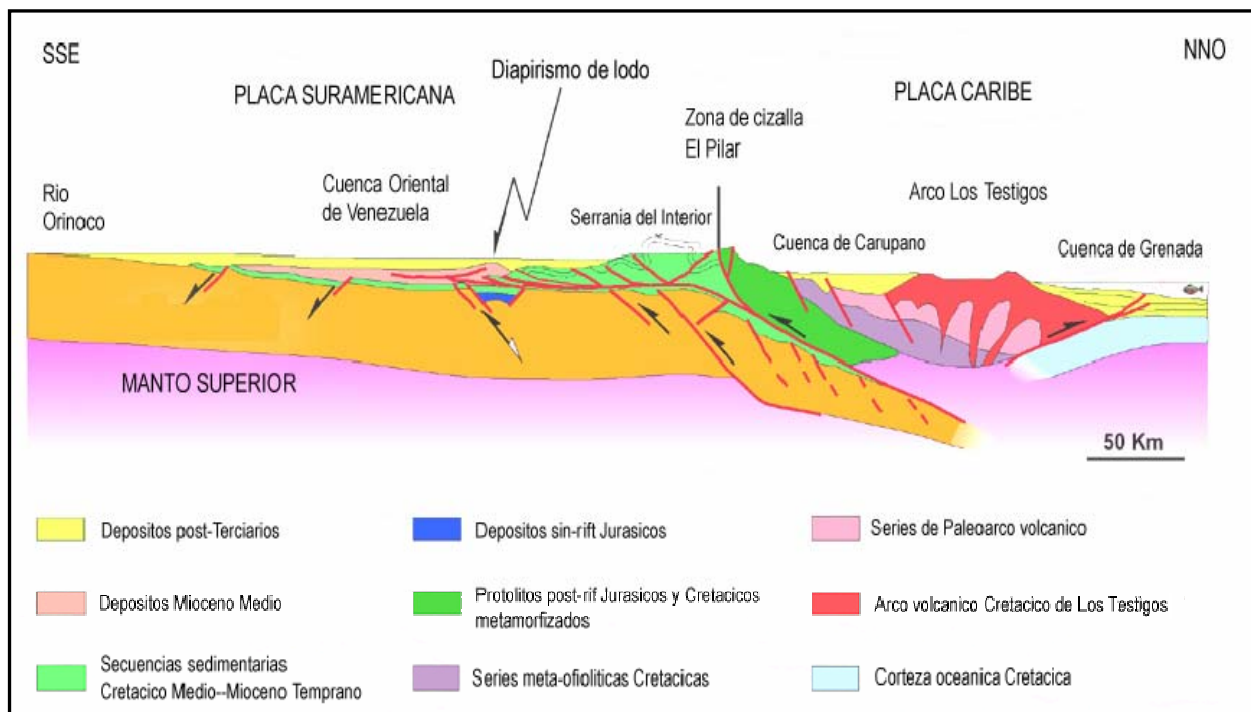


Figura 4.7. Corte regional NNO-SSE a través de la región peninsular Araya-Paria y la Cuenca Oriental de Venezuela. Muestra la disposición imbricada de los terrenos que conforman el área de estudio y zonas aledañas. Adaptado de: DUERTO & MCCLAY (2002).

AVÉ-LALLEMANT (1997) indica que en la región de Araya-Paria, las rocas han sido afectadas por dos fases de deformación. La primera, desarrollada durante el Cretácico Temprano, se inicia

posiblemente en el Valangieniense (CAMPOS 1981), y es sinmetamórfica a un ambiente variable entre alta y media P/T, relacionado a procesos de subducción y colisión que ocurrieron en el NO de Suramérica. Se genera en este prisma de acreción Cretácico una foliación regional S_1 , paralela a la dirección de la lineación mineral L_1 (generalmente NE-SO), así como también plegamientos con ejes y planos axiales de dirección variable en el cuadrante NE, producto de un régimen de cizallamiento dextral no coaxial al actual límite de placas, resultante de la convergencia oblicua Cenozoica en sentido sureste entre las placas Caribe y Suramericana.

Los señalamientos de AVÉ-LALLEMANT (1997) coinciden con interpretaciones de CAMPOS (1981), quien sugiere que hacia Cretácico Temprano (pre-Barremaniese) se produce el desarrollo de condiciones de compresión asociadas a un proceso de subducción con vergencia NNO que generan metamorfismo, alcanzando la facie del esquisto azul en las zonas profundas del complejo. Esta fase metamórfica Cretácica es contemporánea con el desarrollo de plegamiento isoclinal, eventos de deformación subsiguientes deforman nuevamente estas rocas, consecuentemente existe en las rocas de Paria una esquistosidad paralela y otra secante al plano axial de los pliegues Cretácicos. CAMPOS (1981) interpreta la existencia de eventos de deformación polifásica Cretácicos y post Cretácicos, señalando que probablemente hacia el Cenomaniense se genera el desarrollo de condiciones de metamorfismo retrogradante en la facie del esquisto verde, reequilibrando así las fases mineralógicas tempranas de alta P/T.

Para AVÉ-LALLEMANT (1997) una segunda fase de deformación, D_2 (Eoceno-Reciente) es postmetamórfica y en la misma no ocurre neogénesis mineral, esta fase deformacional es diacrónica con respecto a D_1 , y se caracteriza principalmente por la generación de fallas y corrimientos. AVÉ-LALLEMANT (1997) señala que la fase D_2 está marcada por una esquistosidad del tipo pliegue-fractura, con planos axiales de pliegues, D_2 , decamétricos a hectométricos, normales o volcados hacia el sureste. Los pliegues D_2 se encuentran asociados con fallas inversas y corrimientos que pueden ser parte de rampas frontales y laterales de poca jerarquía (BLADIER 1977). El comportamiento de las estructuras durante los desplazamientos tangenciales hacia el SE es subperpendicular a aquellos que intervinieron en la formación de las estructuras en la fase D_1 .

No obstante, para SPEED & SMITH-HOROWITZ (1998) la fase D_2 (de AVÉ-LALLEMANT 1997) coincide cronológicamente con el emplazamiento de masas alóctonas Cretácico-Paleógenas de afinidad oceánica y/o arco de islas (Terreno Tobago). Este evento para los autores es el responsable del paroxismo de metamorfismo de lo que denominan el Terreno Paria - Trinidad

(principalmente las metasedimentarias de la cuña depositacional del margen Pasivo), que hacia Cenozoico Medio, como resultado del desarrollo de condiciones de soterramiento y compresión generalizada, son afectadas por condiciones físico-químicas en la facie del esquistos verde. Datos geocronológicos ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) en micas metamórficas evaluados por los autores en el Gneis de El Mango son congruentes con esta interpretación.

4.3. UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

En esta sección las unidades tectono-estratigráficas presentes en la península de Paria y sus relaciones espaciales y cronológicas son presentadas. Se evalúa brevemente el marco tectono-sedimentario o petrotectónico que da lugar a las características genéticas y evolutivas de conjuntos litológicos que agrupan unidades que representan una historia geológica común. Eventos acrecionales diacrónicos Cenozoicos dan lugar a la actual disposición espacial de las unidades bajo patrones estructurales complejos, procesos erosionales Cuaternarios determinan el desarrollo de las unidades en medios depositacionales post-acrecionales.

La Tabla 4.1 muestra un cuadro sinóptico que permite ubicar cronológicamente las unidades aquí consideradas, se muestran las correlaciones entre las unidades metamórficas en el sector occidental y oriental de Paria y su correspondencia con unidades parcialmente equivalentes, definidas en la isla de Trinidad (tras interpretaciones de los autores, después de KUGLER 1952; CHRISTENSEN 1962, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980, BABB 1997, ALGAR & ERIKSON 1995). Se hace un esfuerzo por representar, y aclarar en la forma de comentarios, las características de los contactos entre unidades no colindantes, de edad coeval.

Las relaciones tectono-estratigráficas que determinan la disposición espacial de las unidades, los contactos existentes y algunas de las características genéticas y evolutivas están asociadas a las variables que definen el estilo tectónico regional. El esquema de la Tabla 4.3 permite apreciar también las unidades litológicas Terciarias definidas en Paria y sus posibles equivalencias en la isla de Trinidad (de acuerdo a datos de BABB 1997). A continuación se presenta de manera esquematizada en orden cronoestratigráfico ascendente, las unidades que van a constituir las 33 hojas geológico-cartográficas que abarcan la península de Paria.

UNIDADES SEDIMENTARIAS

Medios depositacionales recientes**Holoceno – Cuaternario***Valle*

Qcal	Valle coluvio- aluvial
Qal	Valle aluvial

Planicie litoral marina

Qhcf	Cordón o flecha
Qha	Albuferas
Qhh	Planicie cenagosa herbácea
Qhar	Planicie cenagosa arbolada
Qmm	Manglar marino funcional (slikke)
Qht	Cubeta de marea (turbera)

Planicie de desbordamiento

Qet	Explayamiento terminal
-----	------------------------

Pleistoceno Superior - Holoceno*Valle*

Qpal	Valle aluvial
------	---------------

Pleistoceno Superior*Planicie litoral marina*

Qpd	Dunas
-----	-------

Piedemonte

Qpe3	Explayamiento
------	---------------

Pleistoceno Medio*Piedemonte*

Qpe2	Explayamiento
------	---------------

Qpcd	Cono de deyección
Qpr2	Rampa de explayamiento

Pleistoceno Inferior*Piedemonte*

Qpae	Abanico de explayamiento
------	--------------------------

Planicie de desbordamiento

Qpet	Explayamiento terminal
------	------------------------

Bajos de ablación

Qprd	Rampa de denudación
------	---------------------

Planicie de explayamiento

Qppp	Planicie piedemontina
------	-----------------------

Depósitos en Cuencas sucesoras post-acrecionales)

Qpg	Formación Güiria
Qrs	Formación Río Salado
Qpm	Formación Mesa
Tmar	Formación Los Arroyos

Depósitos de margen pasivo**Cretácico Temprano (Barr.- Apt.)**

Kb	Formación Barranquín
Kc	Formación El Cantil
Ksa	Formación San Antonio

UNIDADES ÍGNEO- METAMÓRFICAS

Unidad ígnea acida hipoabisal**Terciario (Mioceno Tardío)**

Tc	Riolita porfídica de Carúpano
----	-------------------------------

Unidades con afinidad MORB y/o AIT**Cretácico Temprano (Aptiense)**

Kec	Metaígneas de El Copey
Kec3g	Metagabro
Kec3p	Piroxenita honbléndica
Kec1s	Serpentinita
Kec3a	Melange tectónico
Kg	Metasedimentarias de Güinimita

Unidades de protolito sedimentario depositado en el margen pasivo**Cretácico Temprano (Barremiense – Aptiense****(?))**

Kc	Esquisto de Carúpano
Ku	Esquisto de Uquire

Cretácico Temprano (Neocomiense- Barremiense)

Kcq	Esquisto de Cariaquito
Kcqp	Mármol de Patao
Kcqy	Esquisto de Yacua

Jurásico Tardío – Cretácico Temprano

JKt	Esquisto de Tunapui
JKma	Esquisto de Macuro
JKmah	Mármol de Yaguaraparo
JKmah	Mármol de La Horqueta
JKmag	Esquisto de Guatay

Unidades del basamento granítico acretado protomilonitizado**Carbonífero**

Pzcd	Gneis de El Dragón
Pzcm	Gneis de El Mango

Tabla 4.1. Columna tectono-estratigráfica sintética del área de estudio.

EDAD			DOMINIO TECTÓNICO						
Eratema	Sistema	Serie	AUTÓCTONO RELATIVO			ALOCTONO			
			Península de Paria			Trinidad ⁽⁵⁾	Costa Norte de Paria	Norte de Paria (Costa afuera)	
			Carúpano	Occidental	Oriental			Occidental	Oriental
Cz	Cuaternario	Holoceno	Depósitos sedimentarios Holocenos						
		Pleistoceno	Güiria / Mesa - Río Salado			Depósitos molásicos			
	Neogéno	Plioceno				Talparo, Springvale			
		Mioceno	Los Arroyos			Depósitos tipo flysh Manzanilla, Cunapo			
		s./d.	Lechozal ⁽³⁾			San Fernando (Plaisance - Marabella)			
Mz	K	Tardío	Secuencia de Margen Pasivo ⁽⁴⁾ (No Metamorfizada)	Güinimita ⁽¹⁾		Laventille		Mejillones	
		Temprano	Carúpano	Uquire ⁽²⁾		El Copey	?	Bocas	
	Jr	Tardío	RPC ⁽⁶⁾ Tunapui	Cariaquito		Maracas			
		Temprano		Macuro Emplazamientos de gnéis granítico ⁽⁷⁾		Maraval			
	Tr	s./d.							?
	Pz	Perm	s./d.						
Carb		s./d.	Basamento granítico						

A partir de datos de GONZÁLEZ DE JUANA (1980), ALGAR & ERIKSON (1995), BABB (1997). (1) Al sur; Güinimita suprayace por retrocorrimento a Macuro (2) Uquire yace por encima de Macuro hacia la costa norte por contacto de falla. (3) Lechozal es un complejo de escamas que está en contacto por corrimiento frontal con Carúpano hacia el límite sur de esta unidad. (4) Grupo Sucre (Barraquín, El Cantil), Formación San Antonio. (5) Tipos depositacionales Terciarios y unidades de Trinidad según BABB (1997). SPEED *et al.* (1997) señalan que los gnéis graníticos de El Dragón y El Mango son cuerpos protomilonitizados emplazados en el Cenozoico junto a la roca envolvente (Esquisto de Macuro). (6) Unidad intrusiva hipoabisal Terciaria (RPC: Riolita Porfídica de Carúpano).

En el Apéndice II (AII.2) se presentan detalles de las unidades litoestratigráficas Terciarias, y en el Apéndice III de las unidades ígneo-metamórficas. Detalles actualizados acerca de las unidades genéticamente asociadas al margen pasivo Cretácico pueden ser consultados en la dirección electrónica del L.E.V (<<http://www.pdv.com/lexico>>). Los datos petrográficos originales disponibles se presentan en el Apéndice V a través de tablas compilatorias, gráficos y fotomicrografías.

4.3.1 Unidades litodémicas

El avance y colisión en sentido oeste – este de la masa conformada por la CLIP y de un antiguo arco de islas asociado a está, implica una progresiva colisión y eventual sutura de algunos terrenos sobrecorridos al continente. De tal manera la posición actual y relaciones existentes entre rocas de afinidad oceánica y continental en el margen Caribe-Suramérica es consecuencia de la interacción Cenozoica entre estas las placas, que en una fase evolutiva inicial, genero un proceso de obducción del arco de islas Mesozoico sobre el margen pasivo de Suramérica (RUSSO & SPEED 1992, VILLAMIL & PINDELL 1998, PINDELL & KENNAN, 2001).

De tal manera se ponen en contacto, bajo límites difusos, dos dominios, uno de carácter alóctono, que corresponde a terrenos de afinidad oceánica desmembrados y movilizados por la CLIP en su desplazamiento hacia el este, y otro ubicado más hacia el sur, de carácter continental para-autóctono. Para CRUZ (2003, 2004) la posición actual de ambos terrenos responde al proceso de indentación oblicua de Caribe sobre el margen continental.

El terreno conformado por las meta-secuencias de margen pasivo fue metamorfozido y deformado de manera polifásica, las interpretaciones de los ambientes protectónicos y rangos de edad son polémicas (*cf.* CAMPOS 1981, AVÉ LALLEMANT 1997 vs. SPEED *et al.* 1997). VILLAMIL & PINDELL (1998) señalan que el metamorfismo de estas rocas tiene relación con el prisma de acreción formado a partir del Cretácico Tardío por la placa Caribe en su proceso de traslación. En la tabla 4.2 se presenta un esquema general de las unidades ígneo-metamórficas aflorantes en la península de Paria, clasificadas para su descripción de acuerdo a su afinidad protectónica. Se muestran además de las relaciones tectónicas y edades actualmente aceptadas y la simbología utilizada para su representación en los mapas geológicos anexos (Anexos I y II).

Detalles acerca de los antecedentes históricos, litología, edad, contactos, entre otros tópicos de interés para cada unidad se presentan en los Apéndices II y III.

4.3.1.1. Unidades de afinidad granítica Paleozoica

En el sector oriental de la península de Paria (Fig. 4.8) se presentan cuerpos gnéisicos graníticos de relativamente poca expresión superficial, los Gneis de El Mango de El Dragón. El último inicialmente cartografiado por WALL (1860), es bien estudiado por KUGLER (1972), quien considera ambos cuerpos como una sola unidad. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1974) y NAVARRO (1974) practican estudios petroquímicos en ambos cuerpos gnéisicos, proponiendo un posible origen comagmático. SPEED *et al.* (1997) proponen que la génesis de estos cuerpos se remonta a procesos magmáticos post- sutura de Pangea en el Paleozoico.

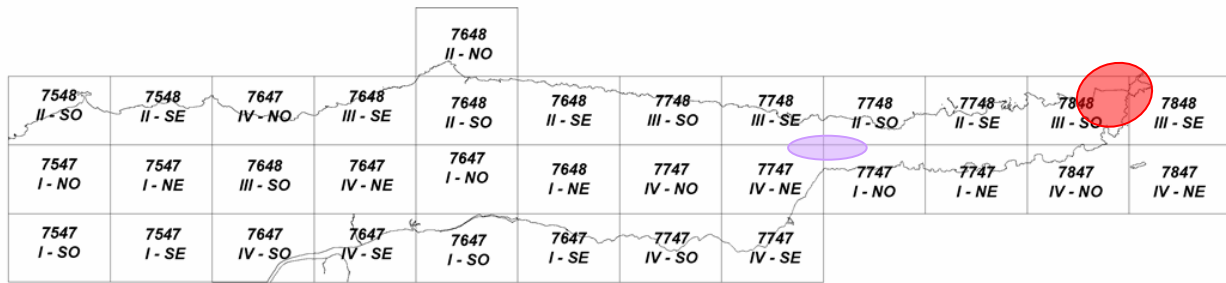


Figura 4.8. Zona aproximada de afloramientos del Gneis de El Dragón (rojo) y de El Mango (morado) en el sector oriental. Se muestra la cuadrícula de las hojas cartográficas a escala 1:25.000.

KUGLER (1972) menciona una posible edad Precámbrico basada en conversaciones del autor con el Dr. H HESS, sugiere que los cuerpos gnéisicos corresponden a olistolitos de rocas del basamento granítico depositados en la cuenca de los protolitos del Esquisto de Macuro, que conforma la parte central de la Cordillera en Paria. Los estudios más recientes de FOLAND *et al.* (1992) y SPEED *et al.* (1992, 1997) sobre estas rocas, presentan una edad Pb/U en zircón de 321 (+13, - 29) Ma que interpretan como la edad de la cristalización magmática del plutón granitoide, mientras que edades ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar en micas metamórficas indican que la transformación de granito a gneis pudo ocurrir hacia el Mioceno.

Tabla 4.2. Unidades Ígneo-Metamórficas

Domino Tectónico	Edad	Unidad *	Simb.	Descripción/ Comentarios
Arco de Islas (Autóctono)	Terciario (Mioceno Tardío)	Carúpano , Riolita Porfídica de	Tc	Riolita porfídica subalcalina y brechas ígneas hipoabisales. La ausencia de cizallamiento de los pórfidos indica el evento intrusivo es posterior al paroxismo de metamorfismo y deformación. Esta unidad se origina como consecuencia de un proceso de diferenciación y asimilación magmática asociado a la fusión de la corteza oceánica Suramericana, subductada por debajo de la placa Caribe.
Rocas de afinidad MORB y/o arco de islas (Aloctóno)	Cretácico Temprano (Aptiense)	El Copey , Metaígneas de Metagabro Metaperidotita (piroxenita hornbléndica) Serpentinita Melange tectónico (serpentinita, metagabro, esquistos glaucofánico y esquistos grafitoso)	Kec Kec3g Kec3p Kec1s Kec3a	<p>La unidad aflora de manera discontinua en la costa norte, como partes desmembradas de un terreno conformado por metalavas, rocas básicas y ultrabásicas y en menor proporción esquistos azules. Parte de esta asociación, en el área noroccidental de Carúpano, ha sido denominada Metavolcánicas de El Copey (ALVARADO 2005). Como conjunto, estas rocas representan una serie ofiolítica o el remanente de un arco insular Mesozoico y su cobertura (CAMPOS 1981). En el área de estudio aflora de manera discontinua en la costa de Carúpano, para luego ocurrir nuevamente entre Punta Muro, en Cabo Tres Puntas y en la ensenada Las Pavitas, en las cercanías de la localidad de San Juan de Unare.</p> <p>El conjunto de rocas que aflora en el área de Cabo Tres Puntas incluye gabro (Kec3g) peridotita hornbléndica (Kec3p), serpentinita (Kec1s) y un melange compuesto por esquistos grafitosos, esquistos glaucofánicos, metagabro y serpentinita (Kec3a). Todas estas rocas se presentan metamorfozadas bajo la facie del esquistos verde.</p>

* En el caso de las secuencias metamórficas el término "Formación" utilizado por autores reseñados en el Léxico Estratigráfico de Venezuela (L.E.V.), es sustituido por el del litodemo predominante, en el caso de las subunidades carbonáticas el término "Caliza de" es sustituido por "Mármol de", de acuerdo a la nomenclatura propuesta por URBANI *et al.* (2000a) que se adapta a las normas del Código Estratigráfico Norteamericano para unidades litodémicas

Tabla 4.2. Continuación

Domino Tectónico	Edad	Unidad	Simb.	Descripción/ Comentarios
Depósitos de margen pasivo (?) acretados (Para-autóctono)	Cretácico Temprano (Albiense ?)	Güinimita , Metasedimentarias de	Kg	La asociación litológica consiste en esquistos, mármol y caliza intercalados en meta-microconglomerado cuarzo ferruginoso, con guijarros mayores de 1 cm. Los conjuntos de fósiles preservados en rocas carbonáticas presentes en la unidad indican ambientes de plataforma marina abierta cercana a la costa. La presencia continua de metaconglomerado sugiere la proximidad de una fuente hacia el norte, y evidencia ambientes depositacionales incompatibles para la fábrica de espesores carbonáticos subordinados. Los litotipos constituyentes se presentan en una relación tectonoestratigráfica compleja, cuya edad dudosa se basa en las asociaciones fósiles presentes en las calizas recristalizadas intercaladas al metaconglomerado.
Depósitos de margen pasivo (?) acretados (Para-autóctono)	Cretácico Temprano (Barremiense – Aptiense ?)	Carúpano , Esquisto de	Kc	Serie de esquistos carbonáticos cuarzo-micáceo-grafitosos con intercalaciones de esquistos filíticos cuarzo-carbonáticos, y desarrollos de lentes delgadas de esquistos carbonáticos-grafitosos, localmente actinolíticos.
		Uquire , Esquisto de	Ku	Consiste en cuarcita grafítica que meteoriza en gris negruzco y esquistos micáceos grafíticos piríticos, con una intercalación intermedia de cuarcita micácea blanquecina.
	Cretácico Temprano (Neocomiense-Barremiense)	Cariaquito , Esquisto de Patao , Mármol de Yacua , Esquisto de	Kcq Kcqp Kcqy	Esta conformada por dos subunidades lateralmente discontinuas, el Mármol de Patao (Kcqp) que está conformado por mármol que infrayace a una capa de yeso que presenta una intercalación menor de esquistos, y la subunidad superior, denominada Esquisto de Yacua (Kcqy), que se caracteriza por ser una secuencia heterogénea de esquistos carbonáticos interestratificados con esquistos cuarzo-grafíticos y micáceos, así como lentes centimétricos de mármol.

Tabla 4.2. Continuación

Domino Tectónico	Edad	Unidad	Simb.	Descripción/ Comentarios
Depósitos de margen pasivo acretados (Para-autóctono)	Jurásico Tardío – Cretácico Temprano	Tunapui , Esquisto de	JKt	El intervalo inferior consiste de esquisto cuarzo-clorítico y capas de mármol macizo, el resto de la secuencia consiste de esquisto y filita clorítica y/o grafitosa con desarrollos locales de zonas con conglomerado de matriz esquistosa, parcialmente carbonática. La unidad es equivalente a Macuro
		Macuro , Esquisto de Yaguaraparo , Mármol de La Horqueta , Mármol de Guatay , Esquisto de	JKma JKmay JKmah JKmag	Litología es bastante uniforme y se caracteriza por la abundancia de esquisto cuarzo-micáceo-clorítico de color verde con intercalaciones de cuarcita clorítica y cuarcita feldespática. Localmente se presentan intercalado cuerpos carbonáticos que se hacen menos abundantes hacia el sector occidental. Siendo los del río Yaguaraparo (JKmy), y el Mármol dolomítico de La Horqueta (JKmh) dos subunidades lateralmente continuas cartografiadas. En el área de río Grande son reportados conglomerados polimícticos con presencia de cantos de gneis, mármol y pegmatita (PICARD 1966). La parte superior de la metasecuencia de Macuro, el Esquisto de Guatay (JKmg), consiste en cuarcita micacea esquistosa, intercalada con esquisto cuarzo-micáceo-clorítico y alguna filita ocasional.
Fragmentos de Basamento granítico acretados protomilonitizados (Para-autóctono)	Carbonífero (U/ Pb)	El Dragón , Gneis de	Pzcd	El protolito granítico de los cuerpos de gneis se interpreta como parte de un basamento Paleozoico continental. Con sus variedades texturales de fino a grueso, corresponde a un cuerpo granítico deformado tanto dúctil como frágilmente, en un régimen metamórfico que alcanzó la facies del esquisto verde, zona de la clorita.
		El Mango , Gneis de	Pzcm	Existen semejanzas químico – mineralógicas de esta unidad con el Gneis de El Dragón. La unidad consiste en rocas metamórficas de protolito granítico, aunque existen partes equigranulares y con escasa o nula orientación mineralógica.

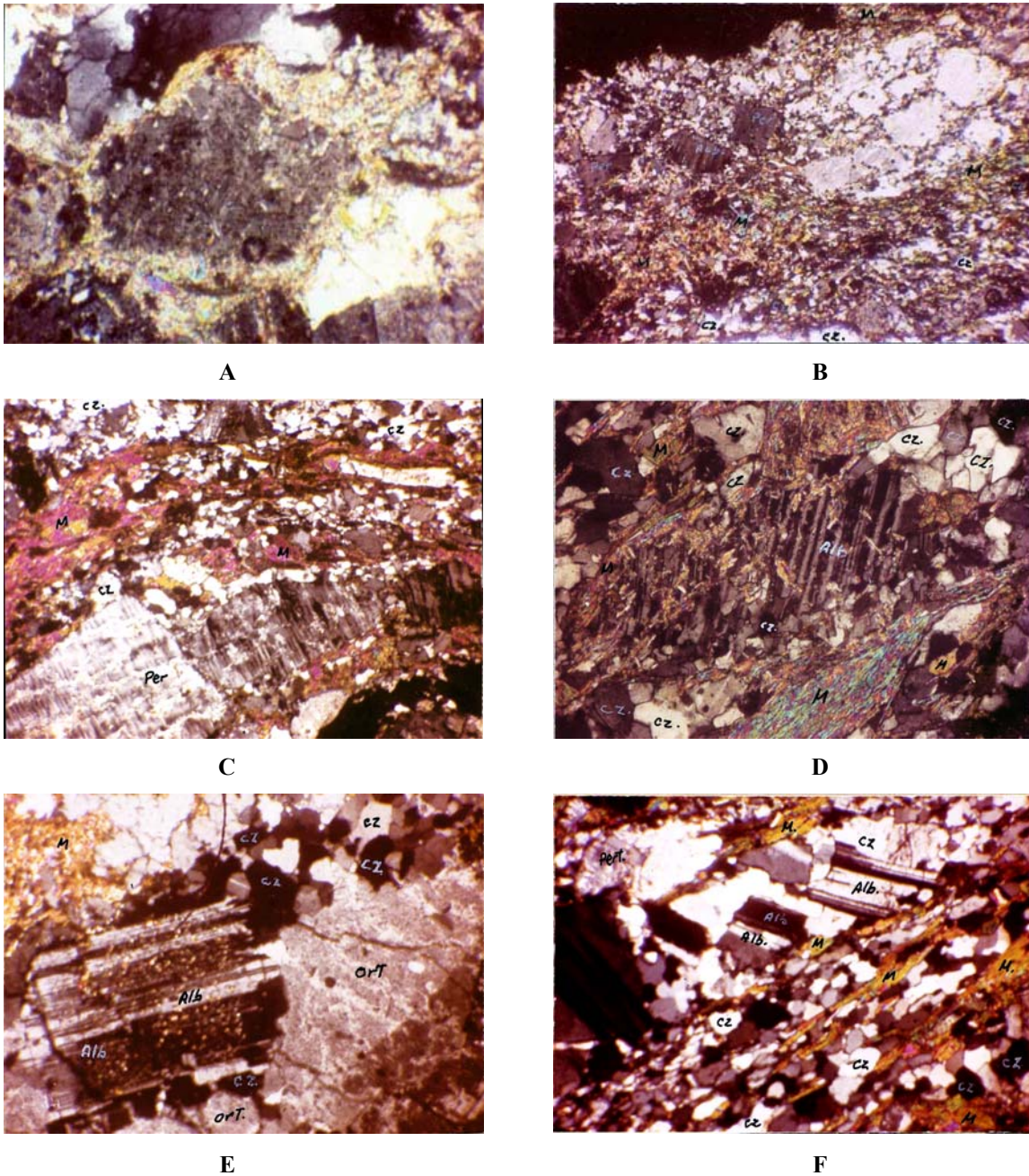


Figura 4.9. Fotomicrografías de El Mango y El Dragón. (A) MOTISKA (1964). (F24 - H). Gneis de El Mango. Augengneis. Porfidoblastos de feldespato en la matriz silicea y feldespática. Roca alterada. NX. (B) GAMBOA (1964). (Nº 70). Gneis de El Mango. Esquisto gneisoideo. Obsérvese el feldespato en intercrecimientos pertíticos y la muscovita en laminas delgadas en una esquistosidad milonítica con fábrica anastomosada, Cz = cuarzo; M = muscovita; alb = albita; per = pertita. NX/ 280X. (C) GAMBOA (1965) (sp.24) Típico Gneis de El Dragón. (E) GAMBOA (1965). (sp. 132). Gneis de Dragón. Obsérvese el incremento pertico del feldespato. La mica dominante es la muscovita. NX/280X GAMBOA (1965). (sp. 158).Gneis muscovítico clorítico. Textura porfidoblastica. Nótese cristal de plagioclasa alterado parcialmente. NX/280X (F) GAMBOA (1965). (sp. 215) . Gneis de Dragón. Gneis moscovítico clorítico. Obsérvese la orientación del cuarzo y la muscovita y las maclas polisintéticas de la albita. NX/280X

Tabla 4.3 Características generales del Gneis de El Dragón.

Descripción Litológica	Extensión Geográfica	Contactos	Edad	Correlación
<p>Ortogneis cuarzo-feldespático-micáceo-clorítico de granularidad variable. Las variedades finas, son de color verdoso y las más gruesas de color blanquecino y verdoso. Meteoriza a tonos verdosos, rosados y amarillentos. Es compacto, diaclasado; Presenta además, intercalaciones de esquistos clorítico-grafítico, con espesores variables. Las “intercalaciones” de esquistos clorítico, de formas tabulares y concordantes con el gneis circundante, pueden tener diversos orígenes: xenolitos, o diques intrusionados después de la cristalización, o lonjas de la roca envolvente incorporados tectónicamente durante la evolución post - cristalización. Ahora todos estos materiales se encuentran altamente deformados y elongados, dado que estuvieron sometidos a un mismo proceso metamórfico que alcanzó la facies del esquistos verde, zona de la clorita.</p>	<p>Aflorante en el extremo oriental de la península de Paria, desde la ensenada de El Palmar, hasta la ensenada Cariaquito. No aflora en Trinidad. Según KUGLER (1952), el cuerpo presenta una longitud de 10 km.</p>	<p>El Gneis de Dragón, ocupa el nivel medio de la porción oriental de el Esquistos de Macuro (en Venezuela).</p>	<p>Carbonífero, 321 (+13, - 29) Ma de acuerdo a edades U/Pb. (SPEED <i>et. al.</i> 1997)</p>	<p>GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1974) y NAVARRO (1974) muestran la semejanza química - mineralógica del Gneis de El Dragón con la Asociación Ígneo - Metamórfica El Mango-Doña Juana, hoy, de acuerdo a las normas para unidades litodémicas, Gneis de El Mango.</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.1.1). Petrografía en Apéndice V (AV.1.2)

Tabla 4.4 Características generales del Gneis de El Mango.

Descripción Litológica	Extensión Geográfica	Contactos	Edad	Correlación
<p>URBANI (2002) proopone el nombre de “Gneis de El Mango”, simplificando el nombre anteriormente utilizado, que era “Asociación Ígneo-Metamórfia El Mango-Doña Juana”. En esta unidad fue definida por los autores originales la presencia de:</p> <p>a) <i>granito leucocrático</i> (pertita, cuarzo, muscovita, albita, epidoto, biotita, circón, esfena y apatito), equigranulares, de textura variada, desde grano fino a grueso (hasta 5 mm Ø), y de colores gris y crema, que meteorizan a pardo amarillento. Dentro de estos granitos se observan presuntos “xenolitos hornfêlsicos” (biotita, muscovita, epidoto, plagioclasa, esfena y apatito), de grano muy fino y color negruzco;</p> <p>b) <i>Ortogneis</i> o <i>gneis granítico</i> (pertita, cuarzo, biotita, circón, turmalina, esfena y apatito) intensamente fracturados y de colores gris claro a crema, con puntos verdosos, que meteorizan a amarillento y a pardo claro;</p> <p>c) <i>Migmatita</i> compuestas por capas o bandas (de 1 a 2 cm de espesor), de una roca granítica con textura esquistosa, que se alterna con bandas de esquistos cuarzo-micáceo; también hay capas graníticas de 1 m de longitud y 3 mm de espesor.</p>	<p>En la zona del caserío El Mango y la quebrada Doña Juana. Aflora también, con poca extensión, en Río Yaguaraparo, Río La Horqueta, Quebrada de Mauro, Quebrada El Hoyo y Río Izquierdo.</p>	<p>El Gneis de El Mango se presenta en el nivel medio-superior del Esquistos de Macuro, se describen contactos lateralmente intedigitados.</p>	<p>No existen datos geocronológicos confiables y específicos para esta unidad. Se obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita, que indica que la transformación de granito a gneis - al igual que en el caso de El Dragón - ocurrió a mediados del Cenozoico.</p> <p>Dado la afinidad comagmática con El Dragon (GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> 1974) se asume la misma edad, es decir, Carbonífera.</p>	<p>GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1974) y NAVARRO (1974) muestran la semejanza química - mineralógica existente entre el Gneis de El Dragón y el Gneis de El Mango. Dichas unidades son probablemente correlativas al Gneis de Sebastopol, que ocurre en el área de Caracas.</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.1.2). Petrografía en Apéndice V (AV.1.1)

A continuación citamos un párrafo de que sintetiza la visión actual sobre estas unidades y su envoltorio: “Esta transformación (granito a gneis) fue causada por protomilonitización y solución por presión, que varió de intensidad de un lugar a otro. El gneis evolucionó simultáneamente con el esquisto de bajo grado que lo envuelve, cuyos precursores fueron rocas sedimentarias de proveniencia y sedimentación continental. El protolito de los cuerpos de gneis se interpreta como parte de un basamento Paleozoico continental, quizás en un horst en el margen pasivo del Mesozoico temprano del Norte de Sur América”. (SPEED *et al.* 1997: 457). En las tablas 4.3 y 4.4 se presentan sintetizadas las características de las unidades gnéicas, detalles acerca de estas unidades se presentan en el Apéndice III (AIII.1).

4.3.1.2. Unidades para-autóctonas de protolito sedimentario

La convergencia en la zona limítrofe entre las placas Caribe y Suramérica genera la dislocación y transporte tectónico de la cuña depositacional del margen pasivo Mesozoico. Las unidades que la conforman se presentan conformadas por rocas que incluyen asociaciones mineralógicas representativas de la facies del esquisto verde, con un grado de metamorfismo que decrece en dirección norte – sur. Están fundamentalmente compuestas por esquisto de composición pelítica y carbonática, con algunos espesores importantes de mármol y también de meta-evaporita intercalada hacia la parte inferior, posiblemente asociadas al desarrollo de ambientes lacustrinos hipersalinos, propios de depresiones sin-rift (SUMMA *et al.* 2003). Hacia la costa norte la presencia local de biotita señala un metamorfismo ligeramente superior que en el resto de la secuencia metamórfica, donde los ensamblajes mineralógicos típicos denotan condiciones físico-químicas propias de la zona de la clorita.

Se sintetizan a continuación las características principales de las unidades metasedimentarias definidas en la península de Paria. A través de un conjunto de fotomicrografías petrográficas que muestran las tipologías litológicas principales de las unidades existentes en Paria así como mediante gráficas composicionales es posible visualizar la proporción relativa de los litotipos característicos de cada unidad y la distribución mineralógica promedio de dicho litodemo.

Las unidades más antiguas definidas son el **Esquisto de Macuro** (Tabla 4.5, Apéndice III.2.1) y el **Esquisto de Tunapui** (Tabla 4.6, Apéndice III.2.2), ambas unidades son equivalentes laterales (SEIJAS 1969, VIGNALI 1976), con una edad Jurásica Tardío - Cretácico definida a través

de correlaciones fósiles realizadas en base amonites identificados en Trinidad, y de un equinodermo preservado en Tunapui e identificado por MACSOTAY *en* SEIJAS (1972).

Las unidades están constituidas principalmente por esquistos cuarzo-clorítico-micáceo donde el boudinage es frecuente (Figura 4.10A), lo que evidencia la unidad fue afectada por una fase de deformación dúctil; ese litotipo predominante se presenta en la secuencia metamórfica intercalado con esquistos cuarzo-grafitoso, cuarcita clorítica, definido como **Esquisto de Guatay** (Tabla 4.5.1, Apéndice III.2.1.1), localmente con meta-conglomerado polimíctico (Figuras 4.11 y 4.15) y con algún cuerpo de mármol lateralmente correlacionable (e.g. Yaguaraparo y La Horqueta (Tablas 4.5.2 y 4.5.3)).

En el Esquisto de Tunapui, que aflora en la franja central del área occidental (Figura 4.16), se menciona además la ocurrencia de esquistos feldespático (CRISAFI 1991). Hacia el Esquisto de Macuro el extremo oriental, que ocurre en la franja central de la península (Figura 4.16), bloques del basamento granítico protomilonitizados se encuentran tectónicamente interdigitados (SPEED *et al.* 1997), por lo que se presentan aflorando con el mismo patrón de esquistosidad que las rocas del Esquisto de Macuro (Fig. 10B). La presencia de cantos de pegmatita y de otras rocas graníticas (Fig.4.14), en meta-conglomerados de Macuro, sugiere una fuente granítica cercana al medio depositacional del protolito (PICARD 1966, WEHRMANN 1966).

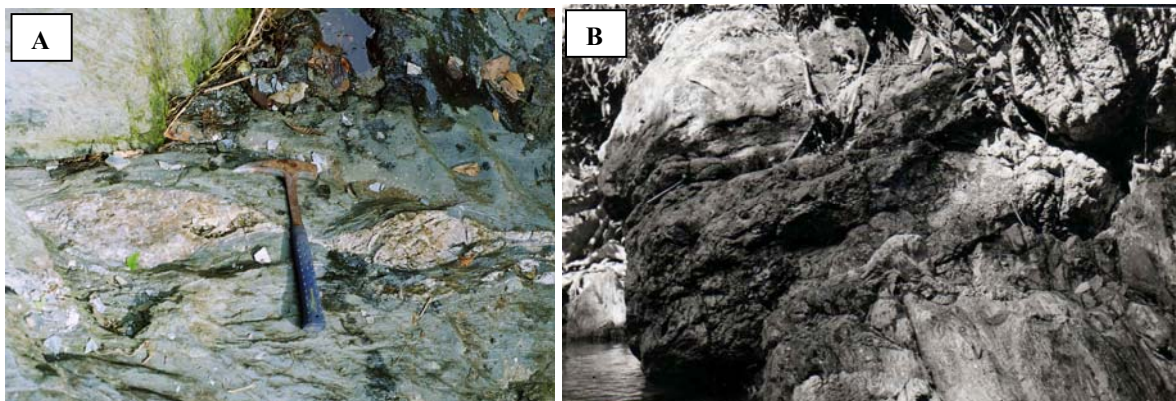


Figura 4.10. Afloramientos del Esquisto de Macuro. **(A)** Boudinage en esquistos cuarzo-clorítico del Esquisto de Macuro, de la parte media del río Maraval. Dirección de la fotografía: N75°E. **(B)** MOTISCKA (1964). Bloque caído (del Gneis de El Mango), yace sobre cuarcita micácea *in situ*. Quebrada Mauro.

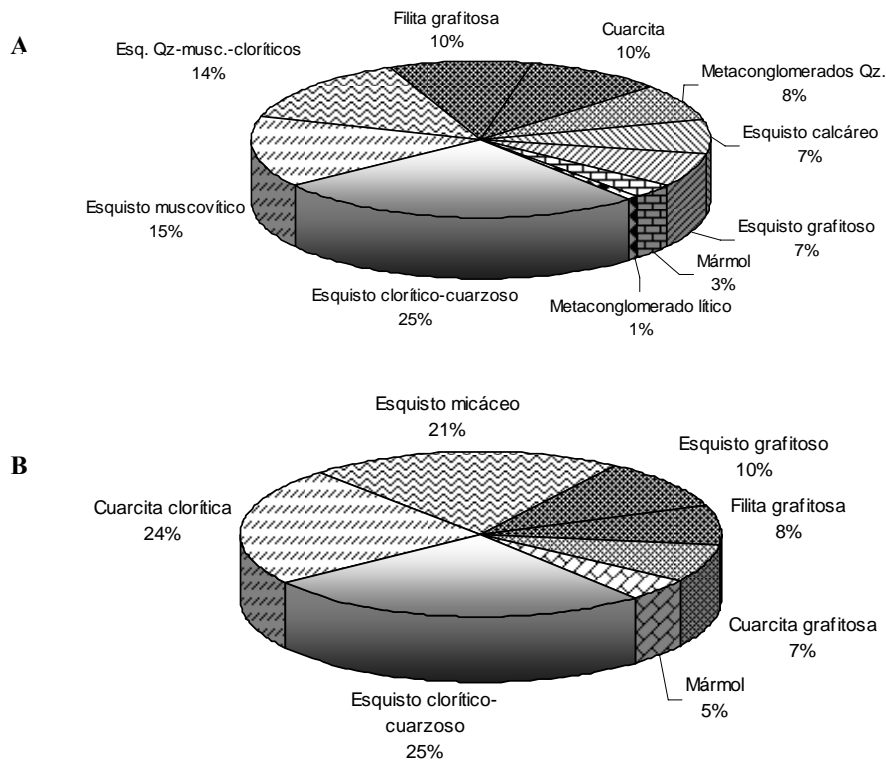


Figura 4.11. Tipos litológicos característicos de (A) el Esquisto de Tunapui y (B) en el Esquisto de Macuro. En ambas unidades predomina el esquisto clorítico cuarzo-micáceo. Promedios según SEIJAS (1969), WEHRMANN (1966) y VILLEGAS (1966).

La composición característica petrográficas de las subunidades que conforman el Esquisto de Macuro se muestra en la figura 4.12

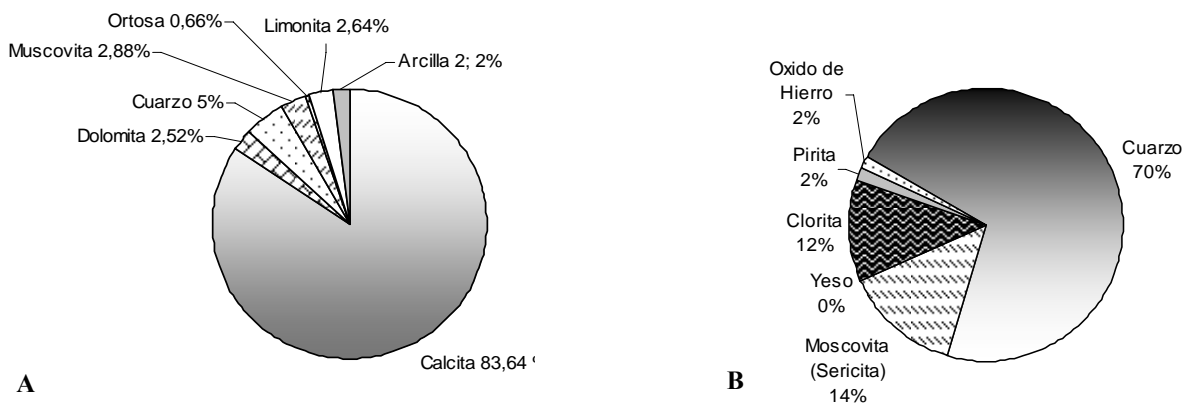


Figura 4.12. Composición mineralogía típica de (A) el Mármol de Jaguaraparo (NAVARRO 1966) (B) en el Esquisto de Guatay (STREDEL 1964).

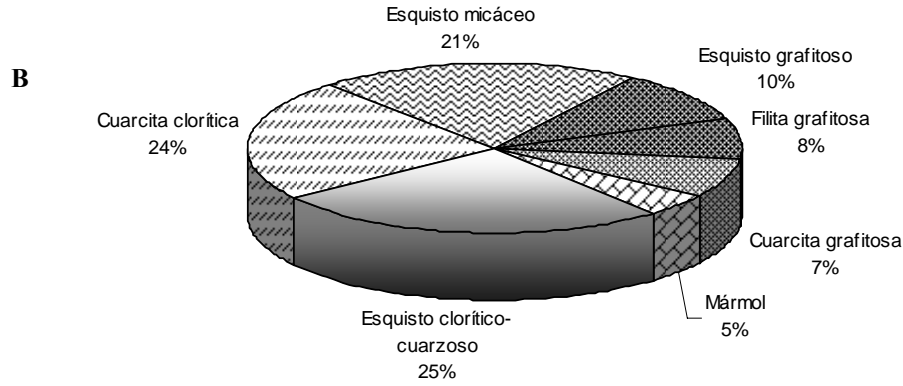


Figura 4.11. Tipos litológicos característicos de (A) el Esquisto de Tunapui y (B) en el Esquisto de Macuro. En ambas unidades predomina el esquisto clorítico cuarzo-micáceo. Promedios según SEIJAS (1969), WEHRMANN (1966) y VILLEGAS (1966).

La composición característica petrográficas de las subunidades que conforman el Esquisto de Macuro se muestra en la figura 4.12

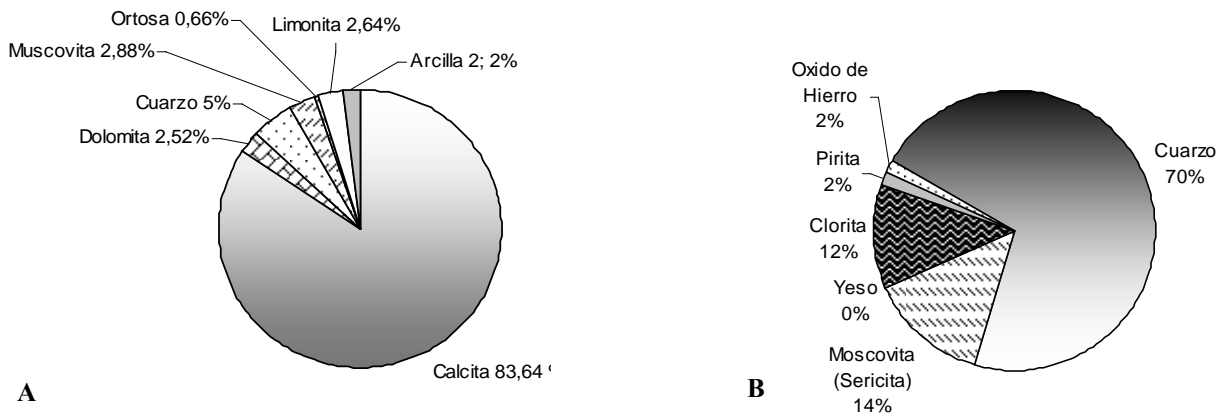


Figura 4.12. Composición mineralogía típica de (A) el Mármol de Yaguaraparo (NAVARRO 1966) (B) en el Esquisto de Guatay (STREDEL 1964).

En la Figura 4.13 se muestra la composición característica del litotipo más abundante de la unidad.

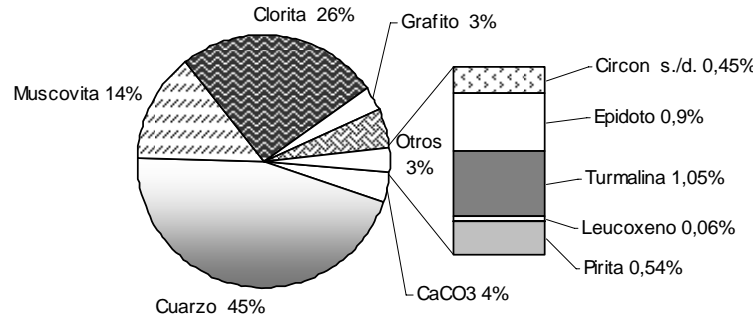


Figura 4.13. Composición mineralógica promedio en esquistos clorítico cuarzo-micáceo del Esquisto de Macuro. La barra a la derecha muestra la composición accesoria. Datos petrográficos tomados de NAVARRO (1966) y VILLEGAS (1966).

Adicionalmente, la composición promedio de el meta-conglomerado lítico de Macuro se presentan en la figura 4.14, mostrándose en la Figura 4.15 una fotomicrografía donde se observa con gran aumento el canto de presunta pegmatita identificado por PICARD (1965) y WERHMANN (1965).

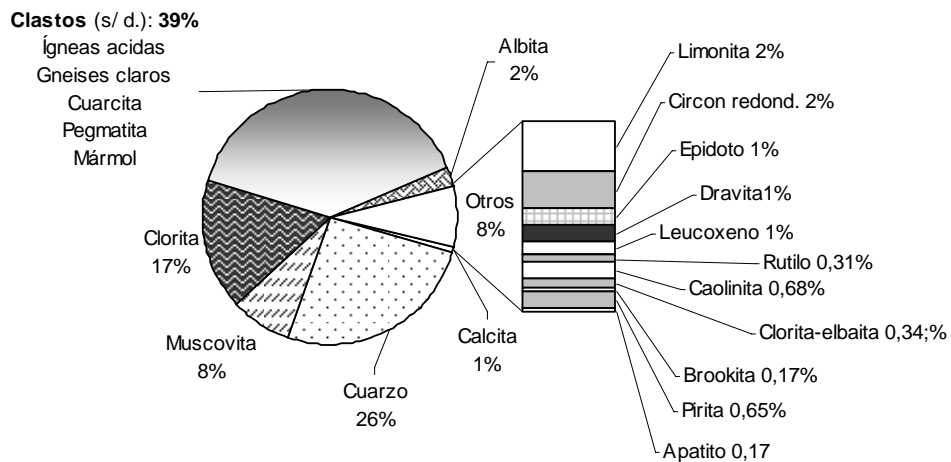


Figura 4.14. Gráfica composicional promedio del conglomerado lítico del Esquisto de Macuro. La barra a la derecha muestra la composición accesoria. Datos petrográficos tomados de PICARD (1966) y WERHMANN (1966).

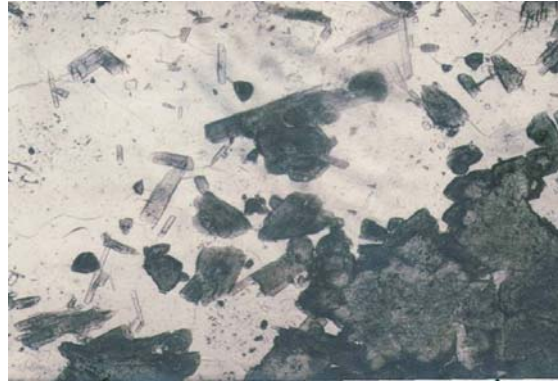


Figura 4.15. PICARD (1966) y WERHMANN (1966) (SP 4827).- Fotomicrografía de un canto en metaconglomerado lítico: pegmatita turmalínifera (dravita 70%; cuarzo 30%). Sin escala en el original (Aumento: 800X).

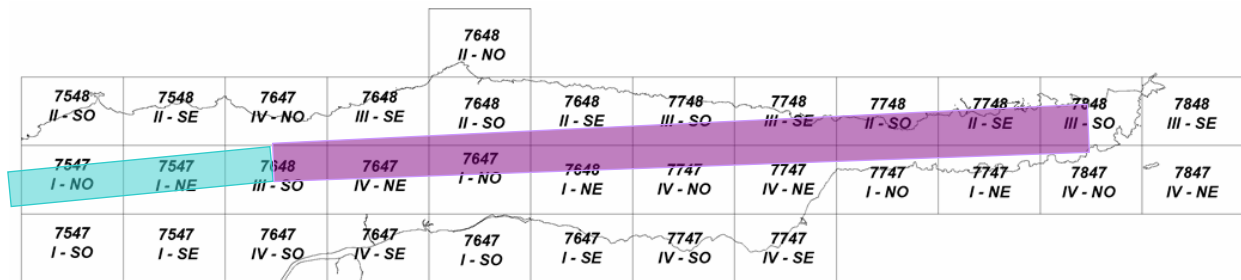


Figura 4.16. Zona aproximada de afloramientos de las unidades Tunapui (azul) y Macuro (morado) (A) en el área de estudio. Se muestra la cuadrícula de las hojas cartográficas a escala 1:25.000.

El **Esquisto de Cariaquito** (Tabla 4.7; Apéndice III.2.3), se presenta al sur de la franja central (Fig. 4.17) y está representado por un esquisto cuarzo-carbonático-grafitoso, denominado **Esquisto de Yacua** (Tabla 4.7.1; Apéndice III.2.3.1) y por un espesor carbonático correlacionable denominado **Mármol de Patao** (Tabla 4.7.2; Apéndice III.2.3.2) (Fig. 4.18B y C), que suprayace, de acuerdo a GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1974), discordante sobre el Esquisto de Macuro. La edad de la unidad es Cretácica, probablemente post-Valanginiense, de acuerdo a una edad que CAMPOS (1981) menciona para referirse a la discordancia señalada.

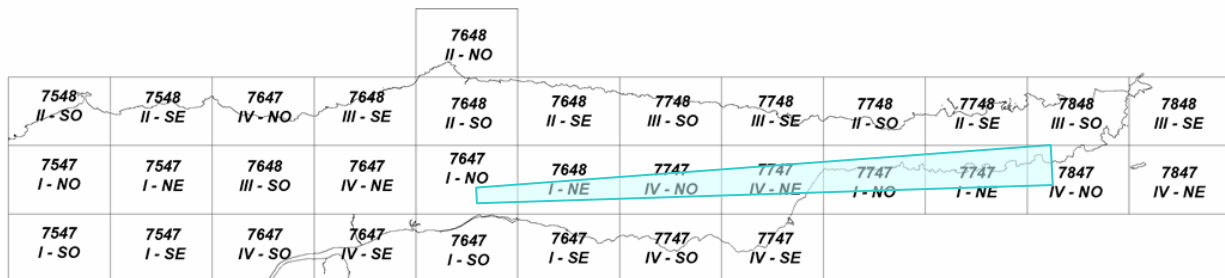


Figura 4.17. Zona aproximada de afloramientos del Esquisto de Cariaquito en Paria. Se muestra la cuadrícula de las hojas cartográficas a escala 1:25.000.

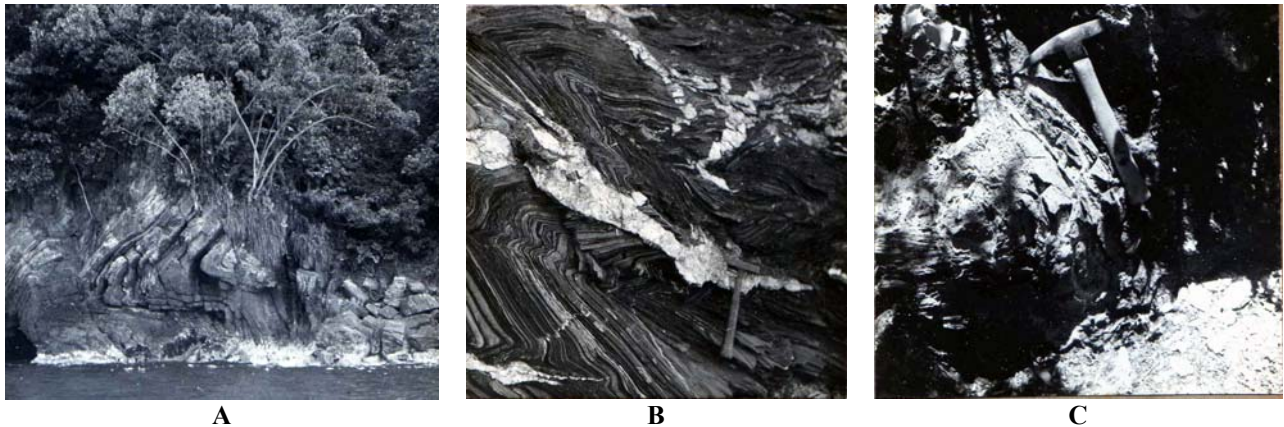


Figura 4.18. Afloramientos de Cariaquito en la costa sur de Paria (SCHERER 1965): (A). Esquisto de Yacua. En la costa entre Yacua y Güinimita. Micropliegues producidos por el flujo dúctil del esquisto grafitoso al formarse una estructura mayor (anticlinal). (B y C) Mármol de Patao. Entre Uquirito y Güinimita. Pliegue de arrastre y brecha de falla que se formaron en una falla pequeña de rumbo N65°E y buzamiento 45°N. El espesor de la brecha de falla es de 60 cm. El rumbo del plano axial del pliegue de arrastre es de N15°E con buzamiento 45°NO.

En la Fig. 4.19 se presenta la composición mineralógica típica de las sub-unidades de Cariaquito.

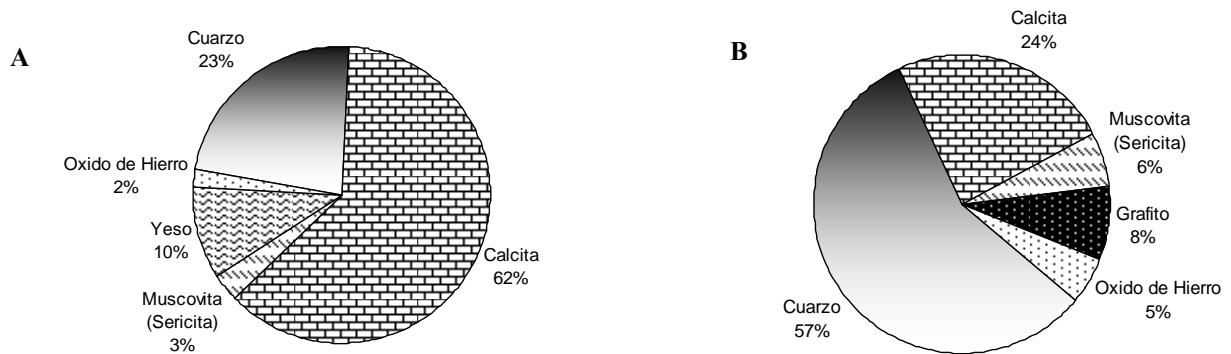


Figura 4.19. Tipos litológicos característicos de (A) el Mármol de Patao y (B) el Esquisto de Yacua. Promedios según STREDEL (1964), SIFONTES (1964).

El **Esquisto de Carúpano** (Tabla 4.8; Apéndice III.2.4), definido originalmente en las cercanías de la localidad del mismo nombre, es una metasecuencia de esquisto carbonático cuarzo-micáceo con intercalaciones de esquisto filítico cuarzoso-carbonático (Figura 4.20) que se

prolonga en la costa norte hasta el Cabo Tres Puntas (Figura 4.21), ocupando en el área de San Juan de las Galdonas lo que hasta 1966 era considerado el Esquisto de Cariaquito (Apéndice IV: A.IV.3) La unidad en el área de Carúpano suprayace por contacto tectónico a Tunapui, hacia la parte oriental su contacto es con el Esquisto de Uquire, su edad probable es Aptiense-Albiense (CAMPOS 1981).

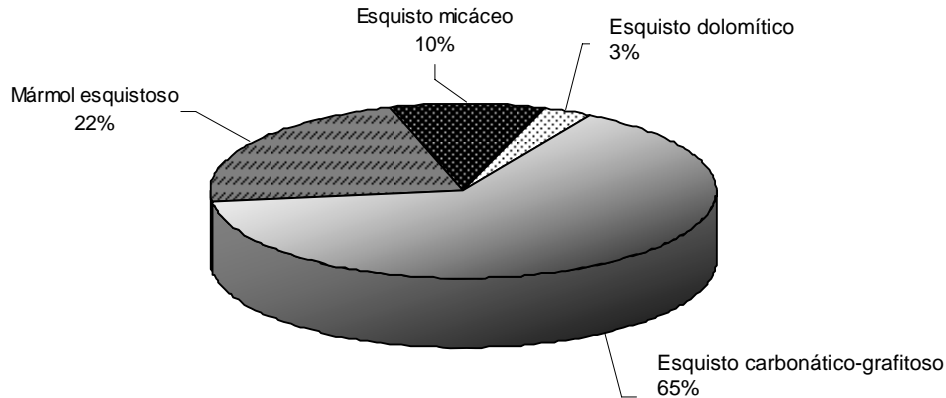


Figura 4.20. Tipos litológicos principales en el Esquisto de Carúpano. Predomina el esquisto carbonático-grafitoso. Promedios según WEHRMANN (1966).

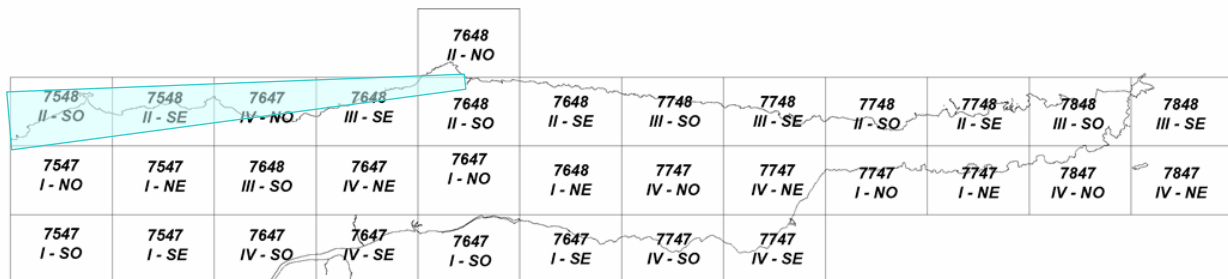


Figura 4.21. Zona aproximada de afloramientos del Esquisto de Carúpano en el sector occidental de Paria. Se muestra la cuadrícula de las hojas cartográficas a escala 1:25.000.

La composición mineralógica promedio del litotipo más abundante de la unidad se muestra en la Figura 4.22.

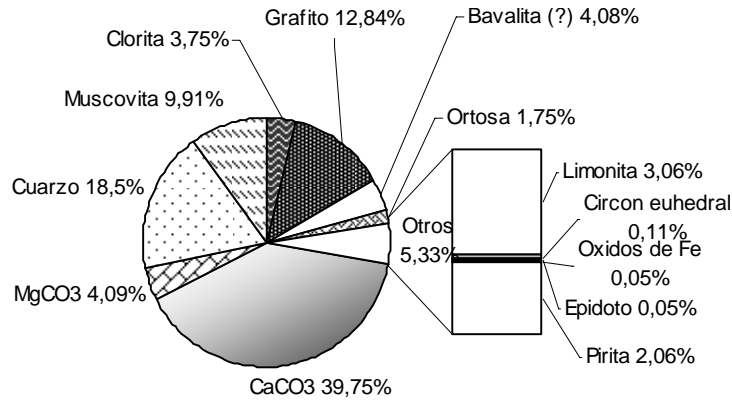


Figura 4.22. Composición mineralógica promedio en el esquistos carbonático-grafitoso del Esquisto de Carúpano. La barra a la derecha muestra la composición accesoria. Datos petrográficos de PICARD (1966) y WEHRMANN (1966)

La unidad denominada **Metasedimentaria de Güinimita** (Tabla 4.9; Apéndice III.2.5) es una intercalación de caliza fosilífera poco recristalizada (SEIJAS 1969), de edad Aptiense basada en foraminíferos (*Chofatella decipiens*), meta-arenisca conglomerática y meta-conglomerado (Fig. 4.23), que aflora en el flanco sur de la cordillera (Fig. 4.24).

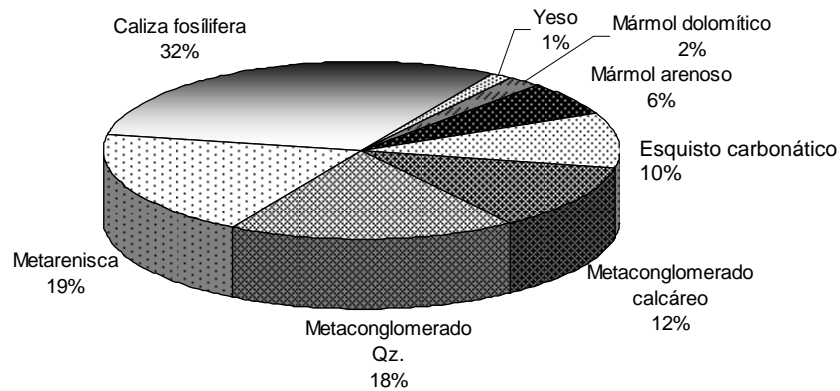


Figura 4.23. Tipos litológicos principales en las Metasedimentarias de Güinimita. Predominan los mármoles (o caliza) seguidos por meta-conglomerado y meta-arenisca. Promedios según WEHRMANN (1966).

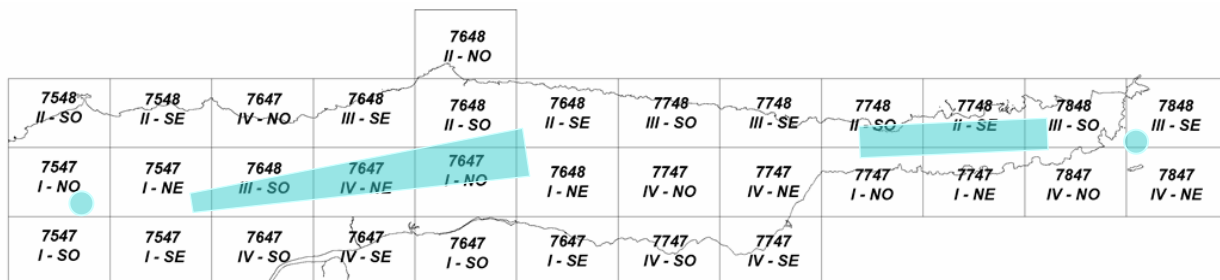


Figura 4.24. Zona aproximada de afloramientos de las Metasedimentarias de Güinimita. Se muestra la cuadrícula de las hojas cartográficas a escala 1:25.000.

La composición promedio del meta-conglomerado se muestra en la Figura 4.25, y en la Figura 4.26 (B) se pueden observar parámetros texturales y composicionales típicos de este litotipo.

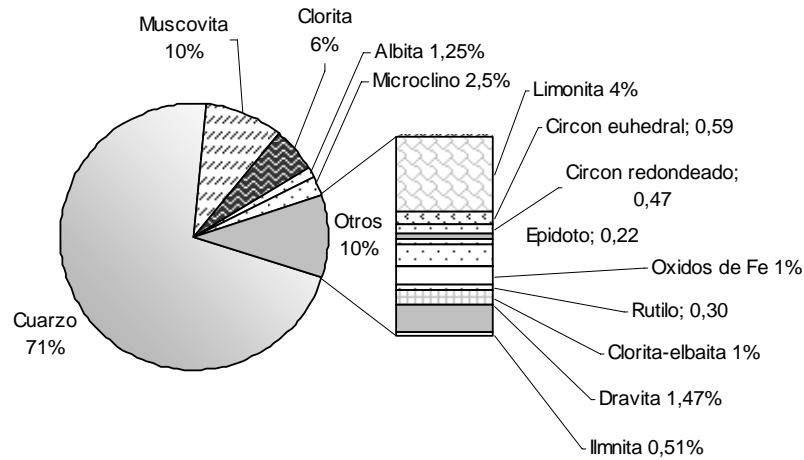


Figura 4.25. Composición mineralógica promedio en meta-conglomerado cuarzoso en las Metasedimentarias de Güinimita. La barra a la derecha muestra la composición accesorias. Valores tomados de PICARD & WEHRMANN (1966).

En la Figura 4.26 pueden observarse afloramientos de la unidad, la foliación buza con alta pendiente al norte.

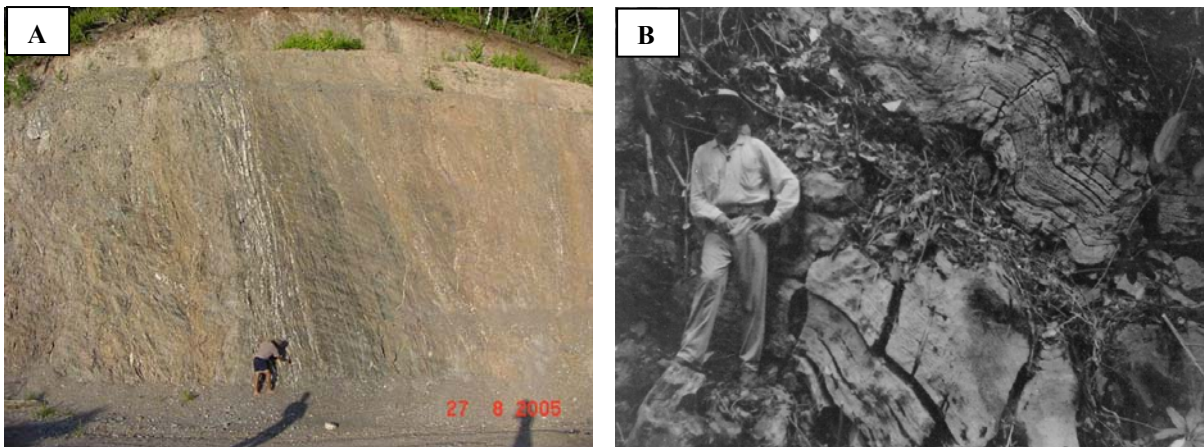


Figura 4.26 Afloramientos de las metasedimentarias de Güinimita en el tramo de carretera Río Gande- Puerto Hierro (A) Filita interestratificada a meta-arenisca Dirección de la foto: este-oeste. (B) Caliza replegada y recrystalizada, los planos axiales tienen vergencia norte. Quebrada Río de Agua (PICARD 1966)

La influencia de procesos de erosión y transporte gravitacional submarino, en condiciones depositacionales típicas de periodos de caída relativa del nivel del mar, generaron la erosión del borde de la plataforma carbonato-siliciclástica y la consecuente re-depositación de grandes bloques de caliza asociados a extraclastos metamorfizados provenientes del norte y depósitos fluviales derivados de la erosión del cratón de Guayana (Figura 4.27(A)).

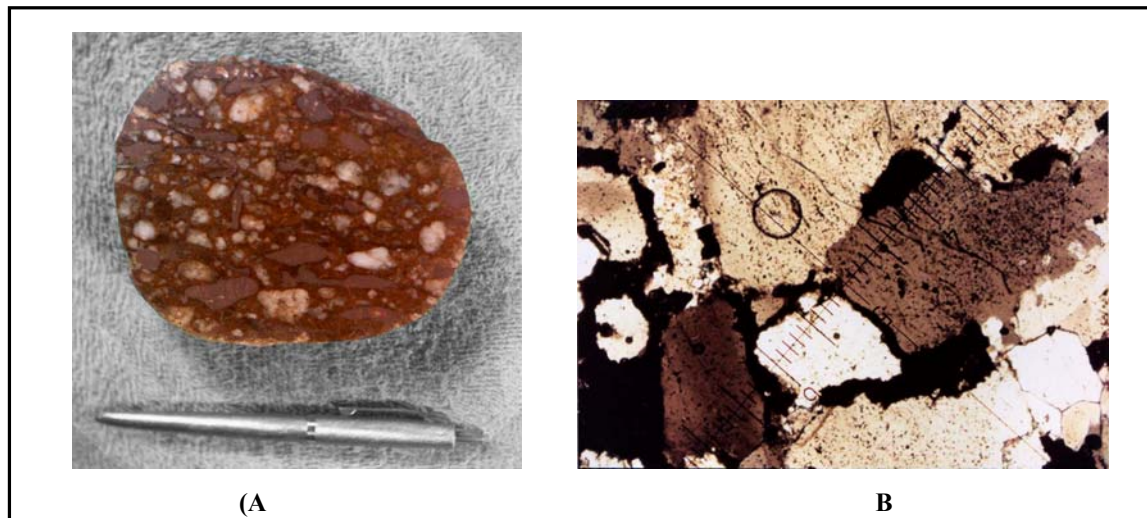


Figura 4.27. Metaconglomerados de Guinimita. **(A)** GLAETNZLIN (1964). Sección pulida de un canto rodado del conglomerado de las Metasedimentarias de Güinimita, recogido en punta Morrocoy. Nótese la imbricación de las partículas; **(B)** GLAETNZLIN (1964). (sp. 283) Metaconglomerado. La angularidad de los granos de cuarzo va desde angular hasta subredondeado; el cemento es ferruginoso. NX/117X.

Los intervalos carbonáticos son regionalmente discontinuos (SEIJAS 1972). El origen de los intervalos siliciclásticos no es tan claro, su proveniencia probable se deriva de la erosión de áreas positivas, al norte y al sur (Figura 4.28). Acerca de la presencia de bloques de caliza y filita en relaciones estratigráficas complejas dentro de esta unidad, ALGAR (1993) y BABB (1997: 55) hacen inferencias que son validas para esta unidad, en su evaluación de las unidades correlativas en Trinidad (Formaciones Laventille, Río Seco y Cuche).

MACSOTAY *et al.* (2005) consideran posible que la unidad denominada Metasedimentarias de Güinimita (Sección 4.3.3) tenga un origen Cretácico Tardío. En el Apéndice IV algunas notas relativas a las unidades litodémicas de Paria incluyen una sección (AIV.4) que evalúa aspectos de la hipótesis genética alternativa para Güinimita. Esta interpretación tectono-sedimentaria se fundamenta muy probablemente en interpretaciones paleogeográficas tempranas, que determinan la existencia de una cuenca alongada con eje este oeste desde Barquisimeto hasta Trinidad, con depositación gravitacional que incluye olistolitos (RENZ 1955 1960).

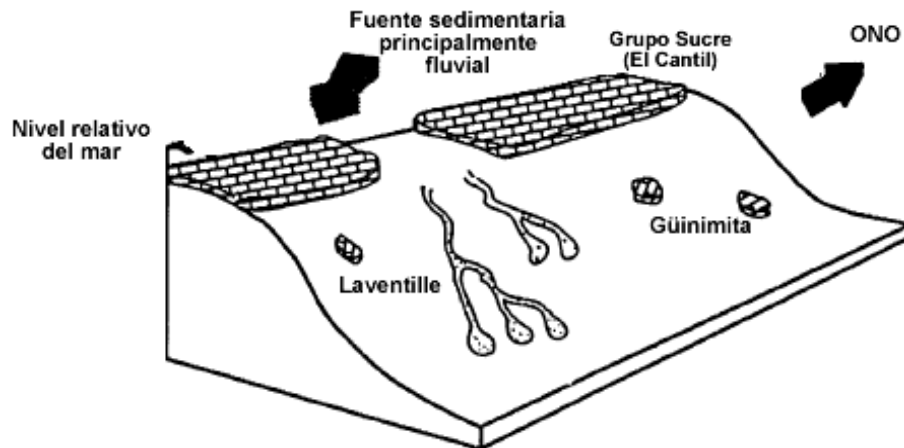


Figura 4.28. Representación esquemática del ambiente sedimentario de la unidad Metasedimentarias de Güinimita. (Adaptado de ALGAR (1991: 2-38))

Finalmente el **Esquisto de Uquire** (Tabla 4.10; Apéndice III.2.7) está constituido principalmente por cuarcita grafitosa que se intercala con esquisto muscovítico-grafitoso y/o cuarcita grafitosa (Fig. 4.29), y localmente con mármol. Aflora en la costa norte (Fig. 4.30) y corresponde a rocas cuarzo-grafitosas muy deformadas, las cuales se presentan en contacto tectónico con el Esquisto de Macuro en su límite sur, esta unidad incorpora una unidad equivalente con características composicionales muy similares invalidada en 1967, denominada Esquisto de Toletico (Apéndice III.2.6).

La metasecuencia incluye localmente rocas grafitosas con asociaciones mineralógicas de la facies del esquisto verde, que corresponden a la zona de la clorita, y localmente de la zona de la biotita (Fig. 4.31A), la presencia de algún mármol impuro subordinado a los intervalos grafitosos también es reportada (en el Esquisto de Toletico), e indica variaciones laterales dentro del ambiente sedimentario del protolito, que favorecieron la fábrica de carbonatos aunque con ligeros aportes siliciclásticos. Todo el conjunto de esquisto y cuarcita grafitosa fue formalmente presentado como “Formación” Uquire por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1968).

Tabla 4.5. Características generales del Esquisto de Macuro

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación y paleoambiente
<p>La unidad presenta un intervalo inferior compuesto de cuarcita dura, generalmente pirítica y grafitosa hacia la base, un intervalo intermedio más característico, compuesto de esquisto cuarzo-clorítico micáceo de color verde, con foliación bien marcada, el intervalo superior consiste de esquisto cuarzo-clorítico de color verde oscuro, foliación más gruesa y frecuentemente microplegados.</p> <p>Hacia el oeste estos tres intervalos son menos marcados y aumenta el porcentaje de cuarzo en los metasedimentos Localmente se presenta cuerpos carbonáticos que se hacen menos abundantes hacia la parte oriental. En el área de río Grande , en el sector occidental, son reportados conglomerados polimícticos con presencia de cantos de gneis, mármol y pegmatita.</p> <p>El tope de metamorfismo para la unidad lo define ITURRALDE (1965) a través de la formación de biotita, mineral que se encuentra presente frecuentemente.</p>	<p>Esta representada a lo largo de toda la faja central de la península. Paria. Respecto a su ubicación en el área de estudio véanse las Hojas 7547-NO y 7647, 7648.</p> <p>Alcanza un espesor estimado en 3.800 metros, medidos en la localidad tipo, que aflora entre las quebradas Uquire y Macuro en la costa norte de la Península</p>	<p>El contacto inferior de la unidad es tectónico con Uquire al este y con Carúpano al Oeste Su contacto superior se presume discordante con el Mármol de Patao.</p> <p>Lateralmente el contacto con el Esquisto de Tunapui, no había sido bien definido. Aunque estas unidades son litológicamente equivalentes, en este trabajo se propone este contacto en una zona de fallas longitudinales orientadas NNO-SSE que seccionan la metas-secuencia entre Bohordal y Cumbre de María (Anexo I: Hojas 7547 - I-NE y 7647 – IV-NO)</p>	<p>MACSOTAY(1968, en SEIJAS 1972) estudió muestras fósilíferas preservadas en un mármol de la unidad correlativa occidental, Esquisto de Tunapui, encontrando la presencia de un equinoideo indicativo de una edad Neocomiense-Barremiense, lo cual aunado a ocurrencias de amonites en la unidad correlativa en Trinidad sugieren una edad Jurásico Tardío-Cretácico Medio para esta unidad.</p>	<p>CHRISTENSEN (1961) las correlaciona con la “Formación” Las Brisas del “Grupo Caracas”. SEIJAS (1969) la considera equivalente parcial de Tunapui. Y ha sido tradicionalmente correlacionada con la Formación Maraval y la parte inferior de la Formación Maracas de Trinidad.</p> <p>Las condiciones sedimentarias en las que se formaron estas rocas fueron variables, posiblemente en una cuenca con movimientos oscilatorios frecuentes.</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.2.1). Petrografía en Apéndice V (AV.2.1)

Tabla 4.5.1 Características generales del Esquisto de Guatay.

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación y paleoambiente
La localidad tipo es en la quebrada Guatay cerca de Macuro, península de Paria. Consiste en una cuarcita delgada esquistosa, intercaladas con esquisto cuarzo-micáceo replegado de color claro, que al meteorizar toma tinte marrón y rojizo característico.	La unidad aflora en una faja angosta a lo largo de la parte sur de Paria oriental y desaparece al oeste de Güiría. Respecto a su ubicación en el área de estudio véanse las Hojas 7547-NO y 7647, 7648. El espesores en la sección tipo de 470 metros, y disminuye hacia el oeste.	El contacto superior es concordante con el Esquisto de Macuro, y el contacto inferior es concordante con el Mármol de Patao del Esquisto de Cariaquito.	Jurásico Tardío-Cretácico Medio.	Se considera como equivalente probable de parte de la Formación Grande Rivière de Trinidad.

Detalles en Apéndice III (AIII.2.1.1). Petrografía en Apéndice V (AV.2.3)

Tabla 4.5.1 Características generales del Mármol de la Horqueta.

Descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación y paleoambiente
Consiste en un cuerpo de mármol con presencia de cuarzo.	Presenta cuerpos de mármol cartografiados de hasta 300 m de espesor hacia la parte oriental de la península. Respecto a su ubicación en el área de estudio véanse las Hojas 7648-II- SE, 7647-I-NE, 4478-III-SO, 7747-IV-NO.	El contacto es con el Esquisto de Macuro.	Jurásico Tardío- Cretácico Medio. Cerca de la población de El Mango se encontraron fósiles sin identificación.	Es correlacionable con el Mármol de Yaguaraparo y el Esquisto de Tunapui.

Detalles en Apéndice III (AIII.2.1.1).

Tabla 4.5.2 Características generales del Mármol de Yaguaraparo.

Descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Edad	Correlación y paleoambiente
Consiste en un cuerpo de mármol con presencia de cuarzo.	Presenta cuerpos de mármol cartografiados en el sector occidental de la península. Respecto a su ubicación en el área de estudio véanse las Hojas y 7547.	El contacto superior el Esquisto de Macuro.	Jurásico Tardío-Cretácico Medio.	Es correlacionable con el Mármol de la Horqueta y el Esquisto de Tunapui.

Detalles en Apéndice III (AIII.2.1.1).

Tabla 4.6. Características generales del Esquisto de Tunapui

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación y paleoambiente
<p>SEIJAS(1969) designa como sección de referencia la expuesta en la quebrada Tunapui, en el poblado del mismo nombre al este del Pilar, estado Sucre. Como secciones de referencia secundarias nombra las que afloran en los ríos Burdeos (afluente del Yaguaraparo) El mismo autor explica que se ha dividido la unidad en tres intervalos:</p> <p><u>Inferior</u>: esquisto y filita cuarzo cloríticos y capas de mármol macizo. Esquisto y filita clorítica y grafitosa que desarrollan zonas de metaconglomerado de matriz esquistosa, lentes delgadas de mármol y e o algo grafitoso.</p> <p><u>Medio</u>: Esquisto clorítico cuarzo feldespático con zonas grafitosas y capas delgadas de mármol y filita sericítica. Esquisto conglomerático de cuarzo ahumado.</p> <p><u>Superior</u>: Desarrollos lenticulares de mármol en capas delgadas, asociado a esquisto conglomerático de cuarzo ahumado y filita micácea y/o grafitosa. Esquisto cuarzo feldespático clorítico y/o grafitoso y cuarcita micácea gris algo clorítica.</p>	<p>La unidad está representada en los Distritos Rivero, Bermúdez, Benítez y Arismendi del estado Sucre. Para su ubicación en el área de estudio consúltese las Hojas 7547-I-NE y NO y 7647 IV-NO.</p> <p>Debido a la ausencia de capas índices y a la gran complejidad estructural en su zona de afloramiento se estima de manera imprecisa un espesor de 2.500 m (SEIJAS 1972).</p>	<p>El contacto superior de la unidad no se ha observado por estar cubierto con aluvión o en relación de falla con unidades más jóvenes. Su contacto inferior es abrupto con el Esquisto de Carúpano, en la forma de corrimiento en toda su extensión.</p> <p>Lateralmente el contacto con el Esquisto de Macuro no había sido bien definido. Se propone este contacto en una zona de fallas longitudinales orientadas NNO-SSE que entre Bohordal y Cumbre de María seccionan la meta-secuencia (Anexo I: Hojas 7547 - I-NE y 7647 – IV-NO)</p>	<p>MACSOTAY (1968, en SEIJAS 1972) estudió muestras fósilíferas de esta unidad en mármol encontrando <i>Neomeris</i> sp., algas no diferenciadas, <i>Textularia</i> cf. <i>rioensys</i>, <i>Serpulasp.</i>, <i>Ostreidae</i>, espículas y holotúridos, espinas de equinoideos irregulares diversos, <i>Amphitriscoelus waringiy dorothis</i> sp. Por su probable posición por debajo del Esquisto de Carúpano y la presencia de <i>Amphitriscoelus waringiy</i> se le ha asignado una edad Neocomiense-Barremiense.</p>	<p>ZAMBRANO (1967) llama a estas rocas Formación Macuro. CHRISTENSEN (1961) y SEIJAS (1972) la correlacionan con la “Formación” Las Brisas del “Grupo Caracas”,</p> <p>SEIJAS (1969) la considera equivalente parcial del Esquisto de Macuro y de la Formación Maracas de Trinidad.</p> <p>Las condiciones sedimentarias en las que se formaron estas rocas fueron variables, posiblemente en una cuenca con movimientos oscilatorios frecuentes.</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.2.2). Petrografía en Apéndice V (AV.2.2)

Tabla 4.7. Características generales del Esquisto de Cariaquito

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación y paleoambiente
<p>La sección originalmente descrita aflora en la Ensenada de Cariaquito, a cinco kilómetros al este del poblado de Macuro en la península de Paria, estado Sucre, prolongándose hacia el suroeste de Paria, donde la unidad se subdivide en dos subunidades: Patao y Yacua, en orden ascendente. La unidad esta conformada por esquisto grafitoso y cuarzo-grafitoso de colores negruzco, con frecuentes intercalaciones cloríticas hacia la base; en la parte media abunda el esquisto cuarzo-muscovítico de tonalidades pardo amarillentas; el intervalo superior se caracteriza por esquisto carbonático y mármol (Mármol de Patao) interestratificado con esquisto cuarzo-grafitoso y micáceo.</p> <p>Intercalaciones cloríticas frecuentes en la base de la unidad indican un metamorfismo en la facie del esquisto ver</p>	<p>A lo largo de la península de Paria con variaciones laterales que dan lugar a litologías distintas. Alcanza un espesor de 1.320 m en la sección tipo (ensenada de Yacua), donde no se observa su contacto superior.</p>	<p>El conjunto de rocas que conforma el Esquisto de Cariaquito suprayace discordante al Esquisto de Macuro al norte. Se presenta bajo la forma de un contacto posiblemente tectónico sobre las Metasedimentarias de Güinimita en su límite sur.</p>	<p>Se menciona la ocurrencia de <i>Thecosmilia cumanensis</i>, <i>Cladophyllia</i> cf. <i>stewartae</i> y espinas y placas de <i>Pseudocidarid</i> sp., que determinan la edad depositacional del protolito en el Neocomiense-Barremiense.</p>	<p>El Mármol de Patao es correlativo probable de una sección de la Formación Maracas en Trinidad, el Esquisto de Yacua se correlaciona lateralmente con una sección del Esquisto de Carúpano. En el Esquisto de Tunapui (SEIJAS 1969: 16) incluye rocas posiblemente correlativas al Mármol de Patao.</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.2.3). Petrografía en Apéndice V (AV.2.3.1)

Tabla 4.7.1. Características generales del Esquisto de Yacua.

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación
En costa occidental de la ensenada de Yacua en la península de Paria. Se presenta como una secuencia heterogénea de filita grafitosa y carbonática, con lentes delgadas de mármol e intercalaciones de filita cuarzo-micácea con vetas de calcita.	Esta sub-unidad aflora a todo lo largo de una faja al sur del Distrito Valdez, Estado Sucre. Tiene un espesor de 630 metros de espesor en la localidad tipo.	Es concordante en su base con el Mármol de Patao y en el tope discordantemente, se presenta el contacto por corrimiento con las Metasedimentarias de Güinimita.	Se atribuye al Neocomiense-Barremiense. No se reportan fósiles.	El Esquisto de Yacua se correlaciona lateralmente con una sección del Esquisto de Carúpano.

Detalles en Apéndice III (AIII.2.3.1). Petrografía en Apéndice V (AV.2.3.3)

Tabla 4.7.2. Características generales del Mármol de Patao.

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación y paleoambiente
Aflora típicamente en la quebrada Patao, al este de Puerto de Hierro, península de Paria, Estado Sucre. Es un grueso intervalo de mármol con una capa suprayacente de yeso e intercalaciones menores de esquisto. En la sección tipo los tramos inferior y superior son de mármol compacto, separado por un tramo intermedio de mármol finamente estratificado. La capa de yeso no se ha reconocido al oeste de la ensenada de Cumaca.	Se extiende a lo largo de una faja cercana a la costa sur de Paria oriental, donde se destaca por la topografía prominente que soportan el mármol. Su espesor en la sección tipo es de 300 metros; el espesor del yeso varía entre 20 y 120 metros.	Suprayace concordante sobre el Esquisto de Guatay, e infrayace concordante con el Esquisto de Yacua.	Entre los fósiles que contiene se ha identificado <i>Thecosmilia cumanensis</i> , <i>Cladophyllia</i> cf. <i>stewartae</i> y espinas y placas de <i>Pseudocidaris</i> sp (GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al</i> 1965). Su Edad es Neocomiense-Barremiense.	El Mármol de Patao es correlativo probable de una sección de la Formación Maracas en Trinidad.

Detalles en Apéndice III (AIII.2.3.2). Petrografía en Apéndice V (AV.2.3.2)

Tabla 4.8. Características generales del Esquisto de Carúpano

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación y paleoambiente
<p>ZAMBRANO (1967) nombra como sección de referencia los afloramientos a lo largo de la carretera Carúpano-Río Caribe. SEIJAS (1972) suma los afloramientos en el Morro de Puerto Santo, la ensenada de Puipui y las cercanías de Guaca.</p> <p>Litológicamente está conformada por esquisto carbonático grafitoso de color grisáceo a negruzco y color de meteorización rojizo; y filita micácea de color verde y color de meteorización rojizo. En conjunto conforman más del 80% de la unidad (SEIJAS 1972). El 20% restante lo conforman mármol, vetas delgadas de calcita y escasas vetas de cuarzo. Se describen a su vez, cuerpos de serpentinita dentro de la unidad, que han sido llamados olistolitos de serpentinita (CAMPOS 1981)</p> <p>Intercalaciones de esquisto clorítico indican un metamorfismo en la facie del esquisto verde.</p>	<p>Aflora extensamente en la península de Araya y se extiende hasta San San Juan de Unare, más al este.</p> <p>Debido a la ausencia de una sección completa y de capas guías, además de la intensa deformación, sólo ha sido posible estimar un espesor de 750 m (SEIJAS <i>op. cit.</i>).</p>	<p>La unidad se presenta en contacto tectónico con el Esquisto de Tunapui, Y hacia el este en contacto de falla con el Esquisto de Macuro y de Uquire. El contacto superior con las Metaígneas de El Copey es de acuerdo a VIGNALI (1979) es abrupto, sin ningún tipo de transición lateral. CAMPOS (1981) indica el contacto ocurre por corrimiento, separando la Serie ofiolítica Costera de la Serie Carúpano Norte.</p>	<p>SEIJAS (1972) indica que no se encontraron fósiles en ningún afloramiento. SCHUBERT (1972) al suponer una probable correlación con la "Formación Las Mercedes" (también en CHRISTENSEN 1961) le asigna una edad Cretácico Temprano. GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1980) le asigna una edad Barremiense-Aptiense.</p>	<p>Ha sido correlacionada con la "Formación" Las Mercedes (CHRISTENSEN 1961; SCHUBERT 1972), el Miembro Yacua de la "Formación" Cariaquito y la Formación Grande Rivière de Trinidad (SEIJAS 1969). Este autor propone un protolito sedimentario para esta unidad, formado en condiciones transgresivas, de aguas profundas y posiblemente en un ambiente reductor, sobre la base de la presencia de grafito y piritita. Explica que posteriormente debió haber un período de regresión (hacia el este de Carúpano). SCHUBERT (1972) indica que los protolitos fueron marga y lutita carbonática intercaladas con caliza y arenisca, hacia la parte superior.</p> <p>Las rocas metavolcánicas representan rocas espiliticas metamorfozadas. El conjunto mineralógico que exhiben las rocas corresponde a la subfacies cuarzo-albita-muscovita-clorita de la facies del esquisto verde (VIGNALI 1979).</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.2.4). Petrografía en Apéndice V (AV.2.6)

Tabla 4.9 Características generales de las Metasedimentarias de Günimita

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación y paleoambiente
<p>GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1965) definen la localidad tipo en la en la costa sur de Paria, específicamente en la parte oeste de la ensenada de Günimita. SEIJAS (1972) la describe como una meta-secuencia carbonato-siliciclástica con caliza fosilífera y dolomítica algo recrystalizadas, meta-arenisca a metaconglomerado fino de cuarzo oscuro, mármol arrecifal con intercalaciones de filita cuarzo sericítica, localmente grafitosa. Hacia la parte superior se desarrolla metaconglomerado con ferrolita y mármol.</p> <p>En su parte inferior la unidad consiste de 56 m de esquisto sericítico ferruginoso con metaconglomerado cuarzo-ferruginoso de grano fino (3-15 mm diámetro) con gradación, aumentado de tamaño hacia la base. Siguen 24 m de metaconglomerado que se interrumpe por la aparición de mármol, intercalado con meta-arenisca conglomerática, para un espesor de 75 m. Continúa una sección dominada por mármol gris oscuro, fosilífero, macizo y compacto, con abundantes vetas de calcita blanca. Sigue una secuencia de 96 m de espesor de filita cuarzo-sericítica, micácea y ferruginosa, con intercalaciones de filita cuarzosa gris y metaconglomerado cuarzo ferruginoso, con granos de hasta 15 mm de diámetro; en la parte superior alternan capas de mármol fosilífero y metaconglomerado cuarzo ferruginoso rojizo, con un nivel característico de granos elipsoidales de ferrolita. En la parte más alta de la secuencia expuesta hay una capa delgada de mármol con abundantes corales bien preservados.</p> <p>Características macro y microscópicas de los litotipos en la unidad reflejan condiciones metamórficas de grado bajo.</p>	<p>Aflora en una franja relativamente restringida que se extiende desde el extremo este en las inmediaciones de Macuro, península de Paria hasta Guarapiche, hacia el occidente. SEIJAS (1972) estima un espesor de 700 m tomando en cuenta sus complejas relaciones estructurales y la ausencia de capas índices.</p>	<p>En contacto tectónico sobre el Esquisto de Cariaquito. Su contacto superior no ha sido observado, aunque al sureste de Río Casanay, la Formación Frontado la cubre discordantemente (VARELA 1994).</p>	<p>Contiene varias capas de mármol ferruginoso con corales, moluscos y algas calcáreas. SCHERER (1965) menciona los siguientes fósiles, identificados por O. Macsotay: <i>Actinastrea</i> cf. <i>guantanamoensis</i>, <i>Cladopyllia</i> cf. <i>stewartae</i>, <i>Thecosmilia cumanensis</i>, <i>Pterotrigonia</i> cf. <i>tocaimoana</i>, <i>Trigonia honduana</i>, <i>Amphytriscoelus</i> sp., <i>Choffatella decipiens</i>, <i>Trocholina</i> ex. gr., <i>T. infragranulata</i>. GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1965) y SEIJAS (1972) mencionan una edad Barremiense-Albiense, basándose en el contenido faunal de la caliza</p>	<p>GONZÁLEZ DE JUANA <i>et al.</i> (1965) correlaciona parcialmente la Unidad con la Formación Barranquín y con la Formación Laventille de Trinidad. SEIJAS (1972) menciona su posible correlación con la "Formación Chuspita" de SEIDERS (1965). POTTER (1974) indica una posible correlación con la parte superior de la Formación Chancellor de Trinidad.</p> <p>Los depósitos arrecifales son poco desarrollados. La asociación litológica y el contenido faunal en las rocas carbonáticas hacen difícil su interpretación, ya que estos indican ambientes de plataforma marina abierta cercana a la costa, mientras que los conglomerados sugieren cercanía de una costa hacia el norte. Los moluscos son de alta energía y profundidades de 10 a 20 m.</p>

Detalles en Apéndice III.(AIII.2.5) Petrografía en Apéndice V (AV.2.7)

Tabla 4.10 Características generales del Esquisto de Uquire

Localidad tipo y descripción litológica	Extensión geográfica y espesor	Contactos	Fósiles y edad	Correlación y paleoambiente
<p>Se describe la sección tipo en la quebrada San Francisco, en la ensenada de Uquire, península de Paria. La unidad litodémica consiste en cuarcita grafitosa compacta atravesada por numerosas vetas de cuarzo que meteorizan en gris negruzco y esquisto grafitoso-micáceo muy pirítico, con una intercalación intermedia de cuarcita micácea blanquecina, muy dura, que meteorizan en colores crema. Continúa la secuencia con esquisto grafitoso que pasan a una intercalación monótona de esquisto grafitoso y cuarcita dura de color gris. En la zona oriental son reportados además intervalos de mármol impuro, subordinados a la secuencia metapelítica.</p>	<p>Aflora a lo largo de la parte oriental de la península de Paria hasta San Juan de las Galdonas, alcanza un espesor incompleto de hasta 1.600 m en la sección tipo.</p>	<p>De acuerdo a consideraciones correlativas se propone que el contacto es de tipo tectónico, por lo que la unidad yace por encima de Macuro a través de un plano de corrimiento.</p>	<p>No existen preservados fósiles, diagnósticos de edad. La unidad es de edad Cretácica de acuerdo a correlaciones regionales</p>	<p>CHRISTENSEN (1961) reconoce la semejanza de esta unidad con el Esquisto de Las Mercedes. Se considera esta unidad es correlacionable con el Esquisto de Carúpano hacia el oeste.</p>

Detalles en Apéndice III (AIII.2.7). Petrografía en Apéndice V (AV.2.4 y AV.2.5)

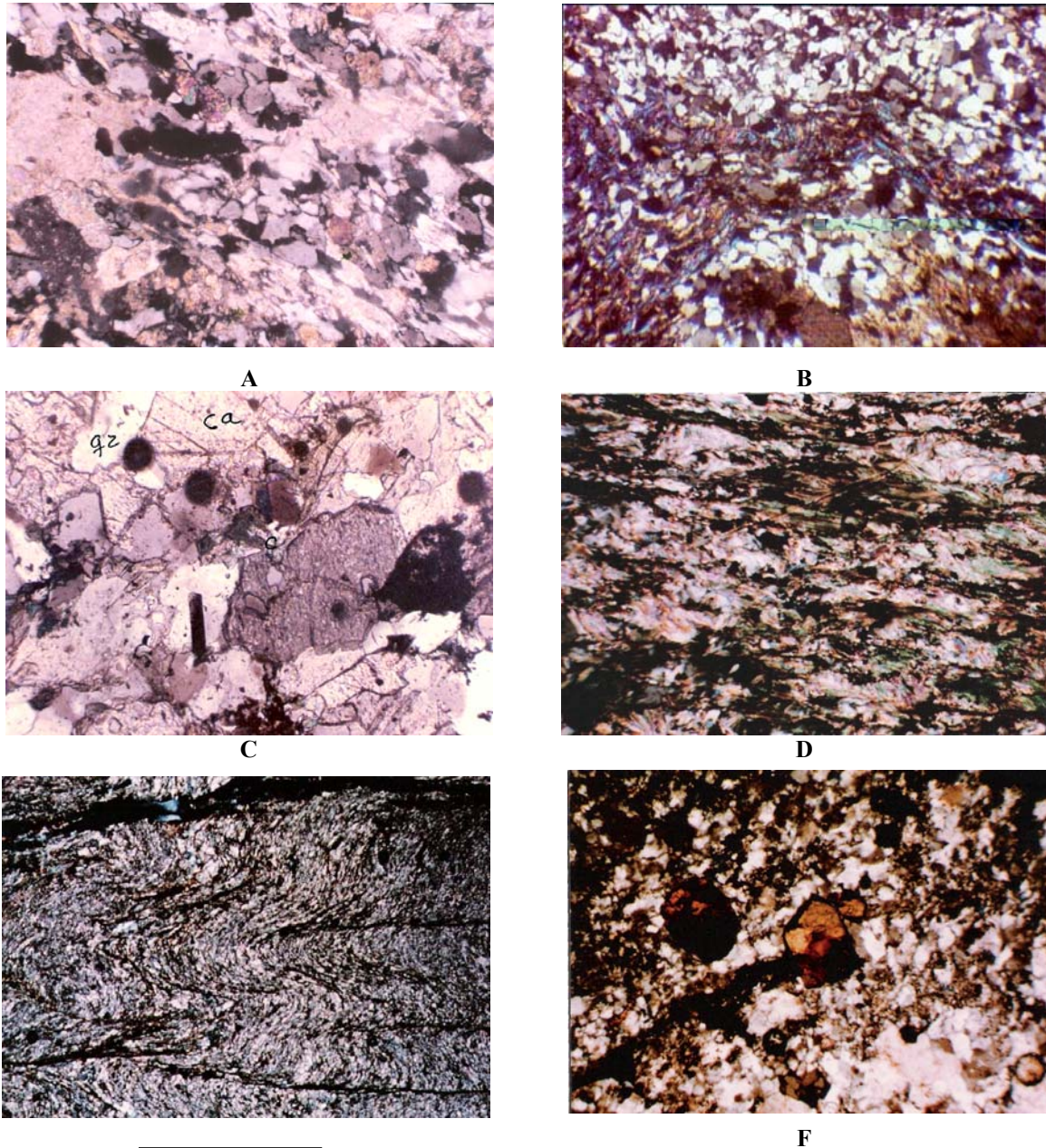


Figura 4.32. Fotomicrografías de los litotipos típicos de Macuro-Tunapui (A) CAMPOS (1965) (sp. 3630).- Esquisto clorítico-cuarzo-epidótico de Macuro. Contiene: cuarzo 20%, epidoto 20%, clorita 44%, calcita 5%, muscovita 5%, óxidos de Hierro 6%. Destaca el epidoto por su relieve. NX/ 250X. **(B) MOTISKA (1964)**. (F23, Zona H). Cuarcita esquistosa calcárea. De grano muy fino, suprayace al Mármol de la Horqueta. Los cristales marrones en la parte inferior de la foto son carbonatos. NX/ 10X. **(C)**, ROJAS (1966) (sp. 4290).- Esquisto cuarzo-clorítico-carbonático de Macuro. Pueden verse un cristal prismático alargado de turmalina (dravita?). qz =cuarzo; ca = calcita; c = clorita. 100X. **(D) CRISAFI (1991) (SU-23-88)**.- Esquisto feldespático-clorítico de Tunapui. Contiene: clorita: 25; cuarzo 20%; ortosa 35%; plagioclasa 2%; muscovita 15%, como accesorios leucóxeno e ilmenita. La textura es granolepidoblástica NX. **(E) CRISAFI (1991) (SU-43-88)**.- Mármol esquistoso de Tunapui. Puede observarse el desarrollo de dos direcciones de foliación. Contiene calcita: 80%; cuarzo 13%; hematina 5%; muscovita 2%. 10X. **(F)**. CRISAFI (1991) (SU-361-88).- Epidoto en esquisto del Esquisto de Tunapui. Contiene: cuarzo 61%; ortosa 15%; rutilo 9%; epidoto 7%; muscovita 1%; como accesorios leucóxeno y hematita. NX. Escala: A-C sin escala en el original; D-F barra inferior 1 mm.

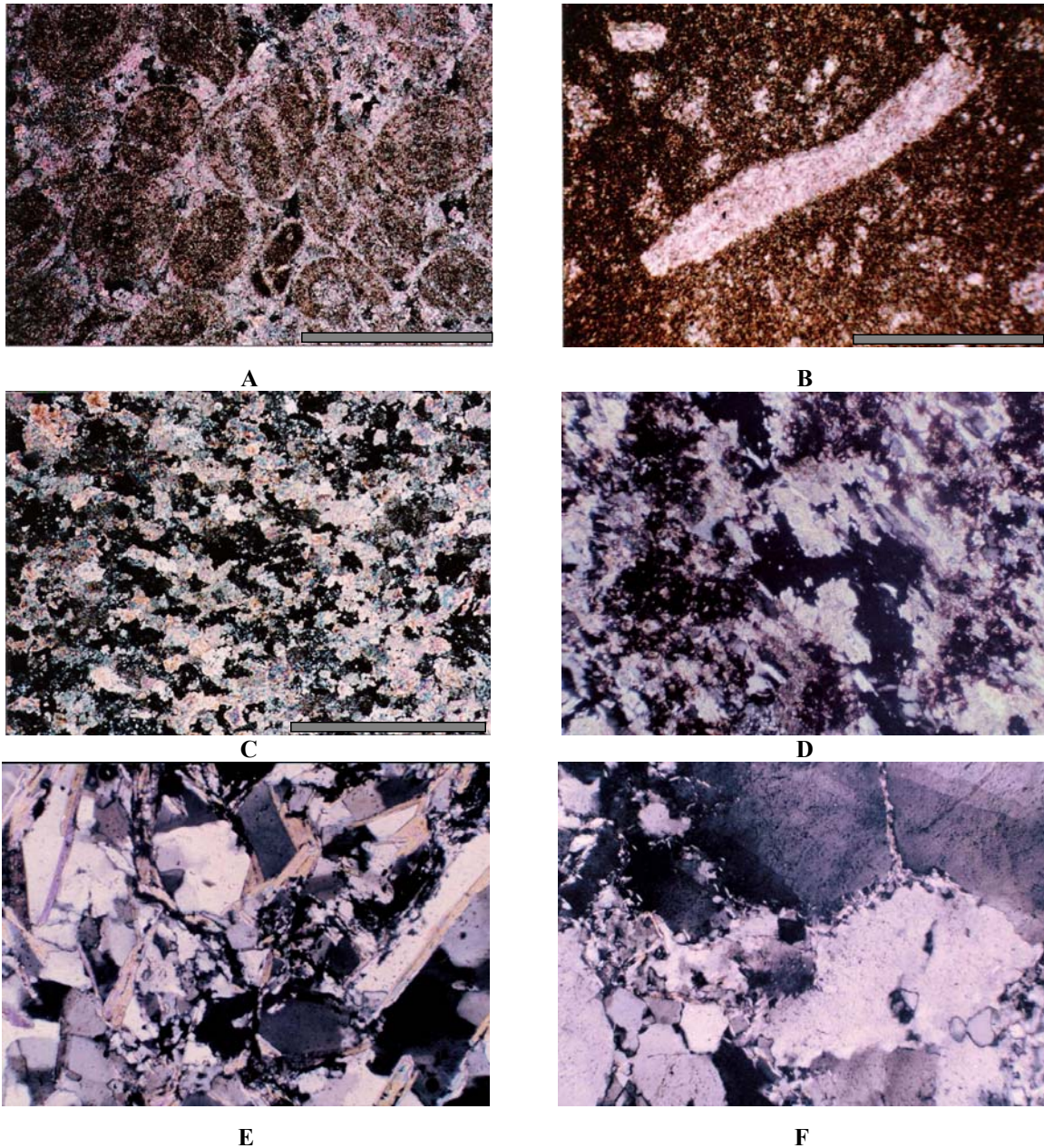


Figura 4.33. Fotomicrografías de los litotipos típicos de Güinimita (A) CRISAFI (1991) (SU-159-88).- Ooesparita. 100X. (B) CRISAFI (1991) (SU-159c-88).- Fósil recristalizado en mármol 10X. (C) CRISAFI (1991) (SU-161-88).-Mármol. 10X. (D) CAMPOS (1965) (sp. 3551).- Esquisto carbonático:calcita 70%; cuarzo 15%;óxidos de hierro 15%. 250X. (E) CAMPOS (1965) (sp. 3601).- Metarenisca. Contiene: cuarzo 85%; muscovita 8%; grafito 4%; óxidos de hierro 3%. Los granos de cuarzo presentan una granulometría variable de grueso a fino. 250X. (F) CAMPOS (1965) (sp. 3613).- Metaconglomerado: cuarzo 90%; muscovita 6%; óxidos de hierro %. Los granos de cuarzo presentan una granulometría variable de grueso a fino. 250X.. Escala: A, B: barra 1 mm; C: barra 0.5 mm; D-F: sin escala en el original.

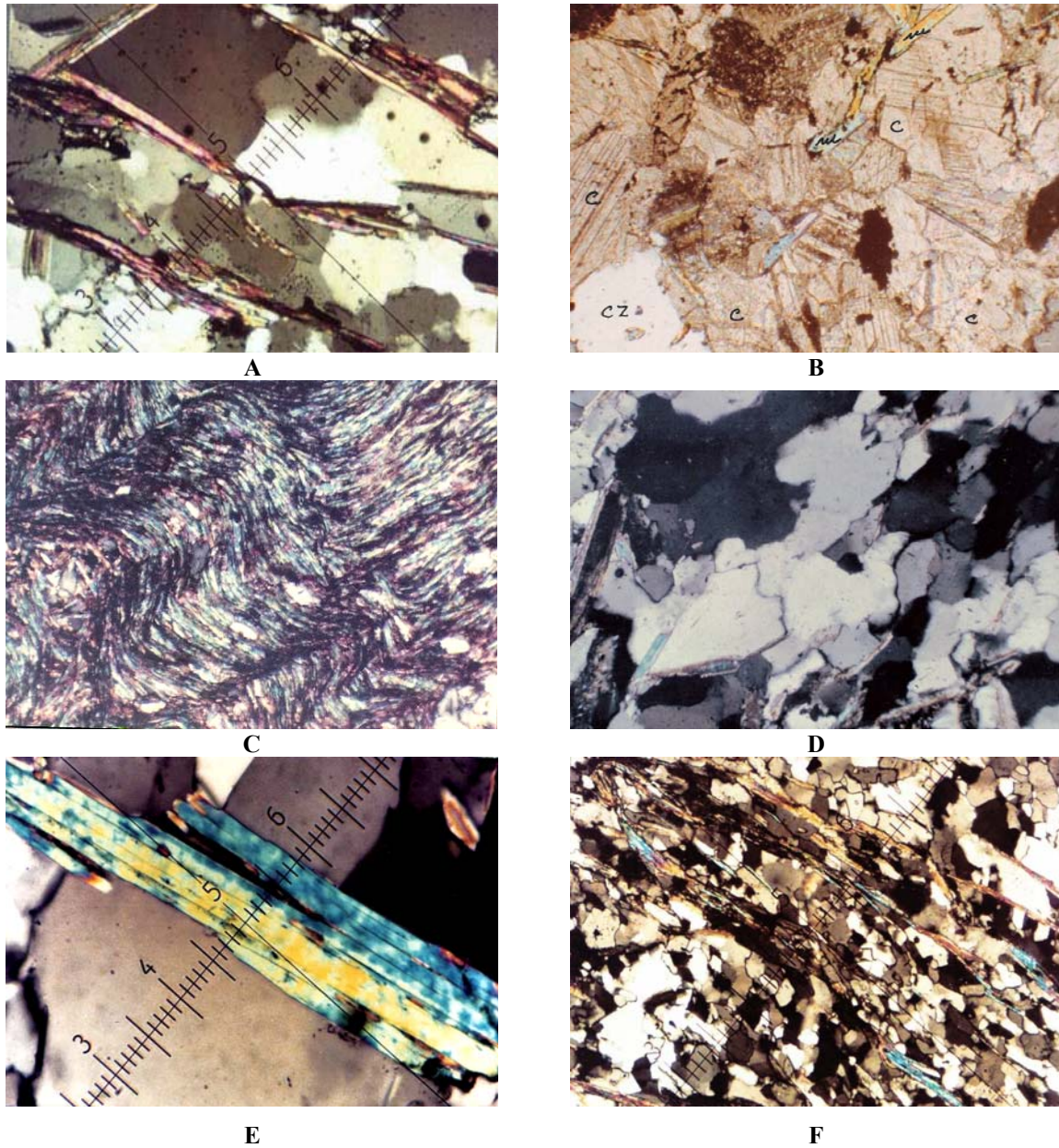


Figura 4.34. Fotomicrografías de los litotipos típicos de Uquire (A) SCHERER (1964). (sp. 3616).- Cuarzita grafitosa. Formada por láminas de grafito y muscovita, generalmente orientados con los ejes mayores paralelos, y abundantes granos de cuarzo equigranulares, sub-redondeados y con numerosas inclusiones, estos se presentan en contactos suturados. NX/295X. **(B) ITURRALDE (1965) (sp. 4153, Zona V).**- Mármol impuro. Textura en mosaico de cristales de calcita en macla polisintética. cz= cuarzo; c= calcita; m= muscovita. NX/ 10X **(C) CASTILLO (1965) (sp. 3328).**- Esquisto cuarzo-micáceo-grafitoso. Presenta: cuarzo, muscovita, grafito y pirita. NX/ 250X **(D) CAMPOS (1965) (sp. 3672).**- Cuarzita grafitosa. La muestra contiene: cuarzo 80%; muscovita 10%; grafito 9%; óxidos de hierro 1%. 250X **(E) SCHERER (1964). (sp. 610).** Esquisto-cuarzo-micáceo. Cristal muy aumentado de clorita, se observa como el cristal está fracturado en algunas partes, se desprendieron laminillas, que forman inclusiones dentro de los cristales de cuarzo. NX/750. **(F) SCHERER (1964). (sp. 606).** Esquisto-cuarzo-micáceo-grafitoso. Formado por un conjunto de granos equigranulares de cuarzo, que contienen numerosas inclusiones, y bandas de cristales tabulares de muscovita y clorita (color verde turquesa) orientados paralelamente a sus ejes mayores. La textura general de la roca es esquistosa, aunque las blandas de cuarzo tienen una textura granoblástica típica. NX/117X.

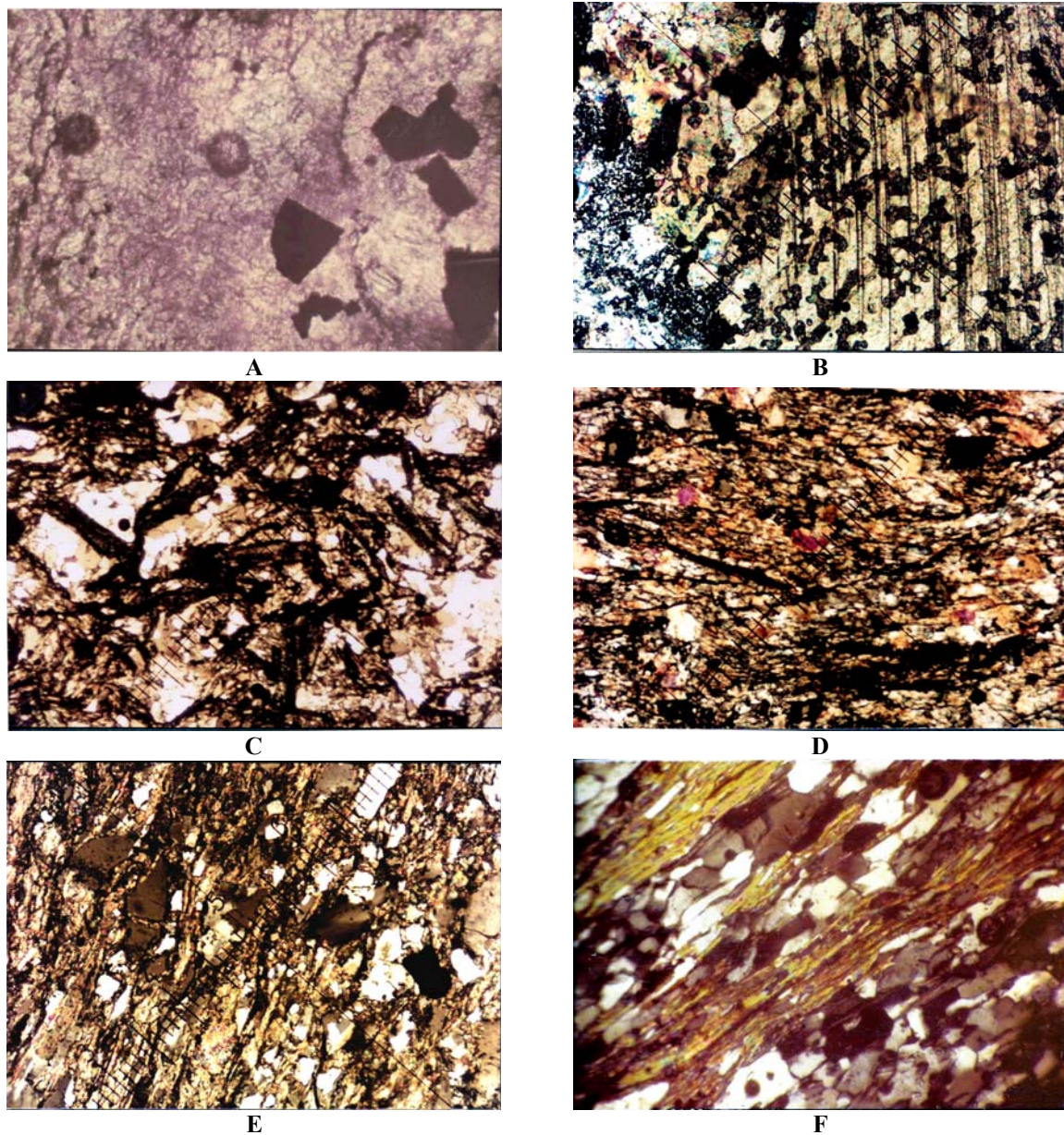


Figura 4.35. Fotomicrografías de los litotipos típicos de Cariaquito (A) BRAVO (1964). (sp. 3761). Mármol de Patao. Mármol de grano fino y vetas de calcita, con presencia de pirita. NX/10. (B) SCHERER (1965). (sp. 590). Mármol de Patao. Textura de intercrecimiento gráfico, entre calcita que forma con los intercrecimientos y dolomita que es el huésped. NX/117X. (C) GLAENTZLIN (1964). (sp. 415). Mármol de Patao. Cuarzita grafitosa. Las laminillas de grafito están esparcidas entre los granos de cuarzo. Textura granoblastica. (D) GLAENTZLIN (1964). (sp. 323). Esquisto de Yacua. Esquisto grafitoso. Presenta textura granolepidoblástica. NX/117X. (E) GLAENTZLIN (1964). (sp. 261). Esquisto de Yacua. Caliza esquistosa. Contiene un alto porcentaje de cuarzo. Presenta textura porfidoblástica. NX/117X. (F) CALDERÓN (1964). (sp. 805). Esquisto de Yacua. Textura esquistosa fluidal. Obsérvese los granos de cuarzo envueltos en las hojuelas de muscovita.

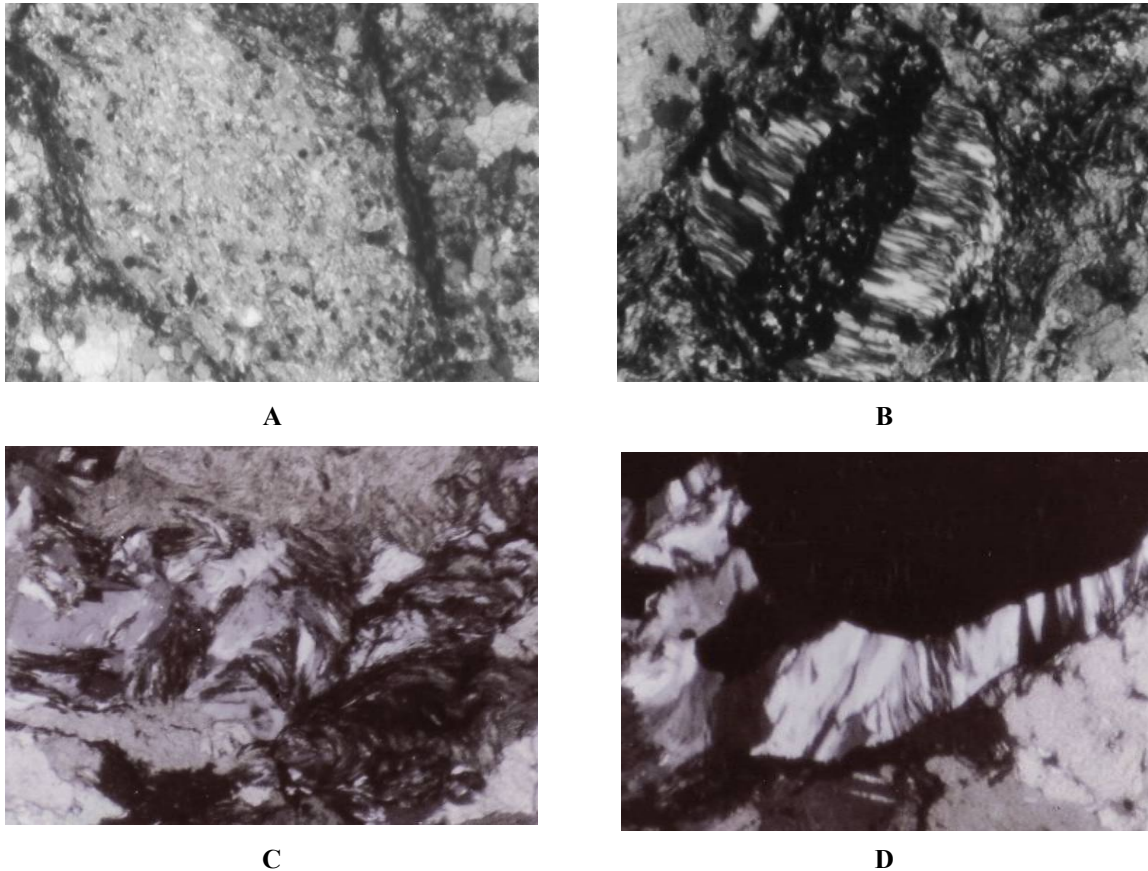


Figura 4.36. Fotomicrografías de los litotipos típicos de Carúpano. PICARD (1966) & WERHMANN (1966) **(A)** (sp. 4799).- Esquisto cuarzo-micáceo-carbonático-grafitoso. Cristal de clorita. NX/ 140X. **(B)** (sp. 4814).- Esquisto carbonático-grafitoso. Cuarzo plumoso sobrecrecido alrededor de limonita, dentro de una matriz carbonato-clorítica NX/ 140X. **(C)** Esquisto dolomítico ($MgCO_3$ ~30%), presenta clorita en carbonato. NX/ 400X. **(D)** Cuarzo plumoso sobrecrecido alrededor de limonita, dentro de una matriz carbonato-clorítica NX/ 140X.

4.3.1.3. Unidades aloctónas de afinidad oceánica (MORB y /o Arco de Islas)

SPEED & SMITH-HOROWITZ (1998) definen las características tectono-estratigráficas de los terrenos que conforman la zona limítrofe entre las placas Caribe y Suramérica, con énfasis en el denominado Terreno Tobago, ubicado al norte de Paria, y con límites meridionales en dentro de la costa norte peninsular (Fig. 4.4). El Terreno Tobago es interpretado como un apilamiento imbricado con yuxtaposición de varios niveles provenientes de diferentes profundidades de litosfera oceánica, donde los protolitos basálticos tienen una posible afinidad MORB, estos niveles sobrecoorrieron las rocas del dominio continental, y son probables responsables del paroxismo de metamorfismo que afecta las unidades para-autóctonas durante el Cenozoico Medio (SPEED *et al.* 1997, SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998).

En el subsuelo el Complejo Mejillones predominantemente pelítico con intercalaciones basálticas presenta características que permiten establecer su depositación, sobre la base de parámetros composicionales, en el depocentro de un antearco cuya edad es Cretácico Medio - Tardío. (cf. SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998: 819). Evaluaciones petroquímicas en estas rocas (S. TALUKDAR, en PEREIRA 1985) son consistentes con esta interpretación ya que establecen su afinidad del litotipos basálticos con rocas de arco de islas.

Los cinco aspectos principales del Terreno Tobago, definido por los autores, son: (1) litosfera oceánica Cretácica o quizás pre-Cretácica; (2) un complejo acrecional suprayacente de rocas sedimentarias (vulcanoclásticas y hemipelágicas) y rocas magmáticas con afinidad de arco de islas de posible edad Cretácico medio; (3) rocas de arco de isla de edad Paleógeno; (4) rocas depositadas en una cuenca antearco Paleógena, y (5) cobertura sedimentaria Neógena. En la península de Paria se han identificado (CAMPOS 1981, entre otros) rocas que corresponden muy probablemente con los aspectos (1) y (2) definidos por los autores.

Las rocas ígneas básicas metamorfizadas y el melange ofiolítico asociado, aflorantes en Cabo Tres Puntas así como en otras rocas metaígneas básicas, agrupadas bajo el termino Formación El Copey y Complejos Bocas y Mejillones (SEIJAS 1972, CAMPOS 1981, SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998) y definidas en este trabajo como **Metaígneas de El Copey** (Tabla 4.14, Apéndice III.3.1), **Metavolcánicas de Bocas** (Tabla 4.15, Apéndice III.3.2) y **Complejo Mejillones** (Tabla 4.16, Apéndice III.3.3), son consideradas parte del Terreno Tobago. SPEED & SMITH-HOROWITZ (1998) asignan a los protolitos de las unidades agrupadas en el Terreno Tobago en Paria la posible edad pre-Barremaniense. El Complejo Mejillones y las Metavolcánicas de Bocas han sido definidas en el subsuelo mediante datos de pozos exploratorios que han perforado el basamento.

En la costa nor-central de la Península (Fig. 4.37) (Punta Guasa, Punta Tolete, ensenada La Pavita, San Juan de Unare, Cabo Tres Puntas) existen afloramientos de meta-peridotita, serpentinita y metagabros de la unidad Metaígneas de El Copey, estos afloran en una relación de campo de forma relativamente concordante con esquistos grafitosos, al tomar como referencia los respectivos planos de foliación (NARVÁEZ 1967: 33) (Fig 4.38)

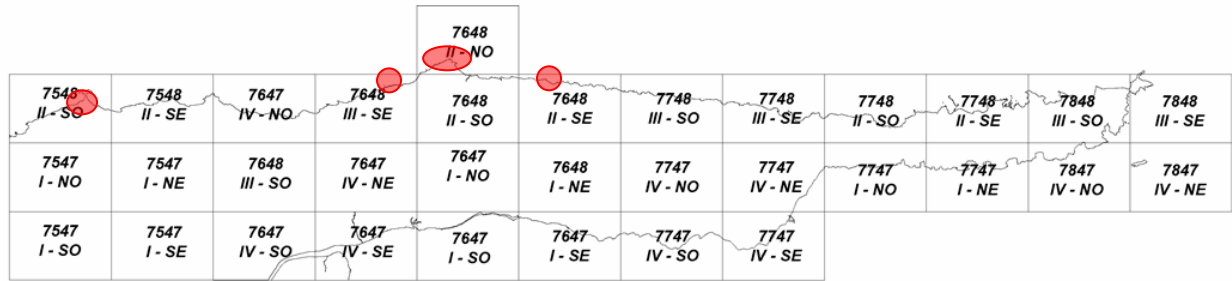


Figura 4.37. Zona aproximada de afloramientos de las Metaígneas de El Copey en el área de estudio Se muestra la cuadrícula de las hojas cartográficas a escala 1:25.000.

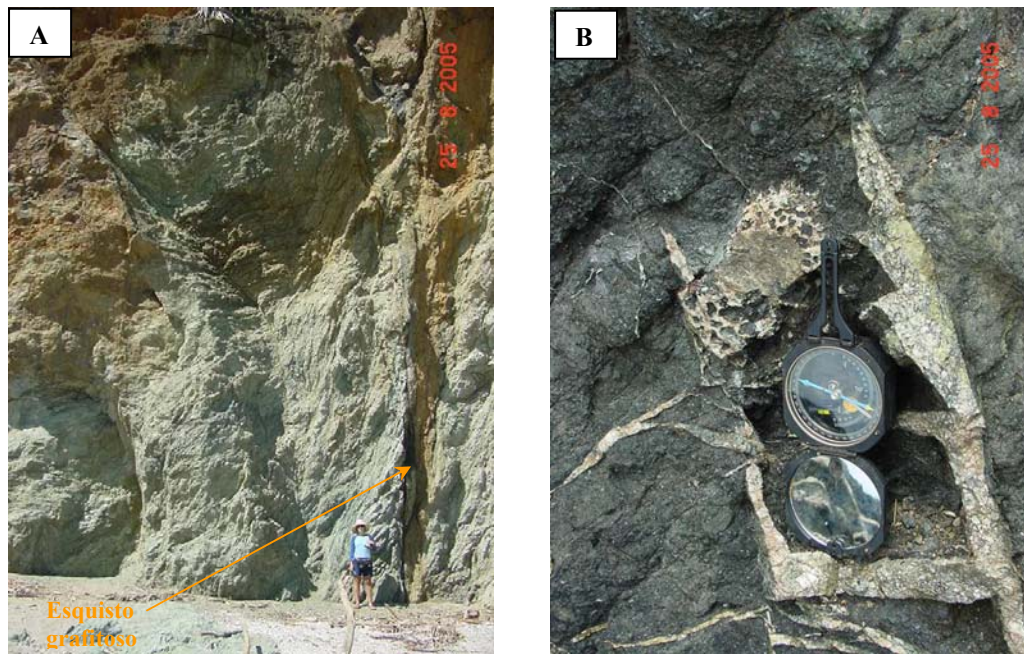


Figura 4.38. Afloramientos de El Copey **A:** afloramiento afectado por un arreglo estructural en flor negativa, se observan dos direcciones de foliación que son truncadas por el plano de falla principal. Puede observarse una relación de campo relativamente concordante entre serpentinita y esquistos grafitosos el cual parece haber sido sometido a fluxión. Localidad: Playa de San Juan de Unare, Dirección de toma: S-N. **B:** Peridotita hornbléndica de Cabo Tres Puntas, se desarrollan vetas de plagioclasa alterada y de calcita, observándose una pequeña zona con una pseudo textura ofítica megascópica. La roca ultrabásica está en contacto con un esquistos grafitosos que desarrolla cristales alargados, ambas litologías presentan la misma foliación. Localidad: Playa Negra (Cabo Tres Puntas).

La piroxenita hornbléndica de Cabo Tres Puntas, representa una roca estable a un nivel profundo de la litosfera, exhumado posiblemente en los términos propuestos por AVÉ LALLEMANT (2002)

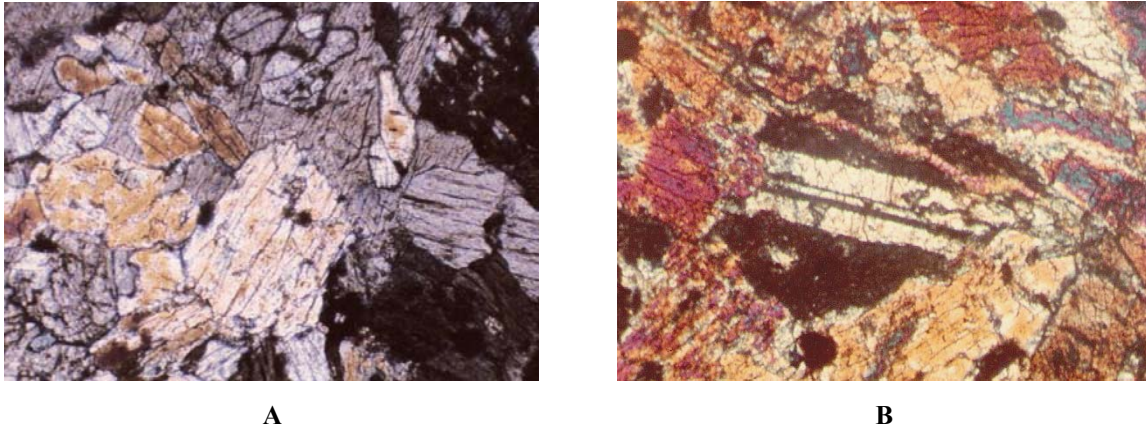


Figura 4.39. Fotomicrografías de Cabo Tres Puntas. (A) ITURRALDE (1965) (sp. 3148: Cabo Tres Puntas).- Piroxenita hornbléndica. Textura alotriomorfa en mosaico de granos inequigranulares de anfíbol y piroxeno (diópsido). 10X. **(B)** MÚJICA (1967) & NARVÁEZ (1967) (sp. 5020: Cabo Tres Puntas).- Piroxenita hornbléndica. Cristal de plagioclasa cálcica rodeado de cristales alotriomorfos de anfíbol (hornblenda). NX/ 100X.

Para MUÑOZ (1967) las proporciones de FeO, Al₂O₃ y TiO₂ de la muestra 3148 (Tabla 4.11) pudieran representar, al menos parcialmente, una composición con tendencia más augítica (CaO·2MgO·FeO·2 Al₂O₃·3SiO₂) del piroxeno. Los valores porcentuales de Composición química de las muestras 3148 (MUÑOZ 1967) y 5020 (MUJICA 1967, NARVÁEZ 1967) presentan valores próximos a los que presentan rocas con afinidad MORB y/o toleitas de arco de islas (IAT) de la Cordillera de la Costa (cf. GIUNTA *et al.* 2002, Tabla 1).

Tabla 4.11. Composición química de piroxenita hornbléndica (sp. 3148 y sp. 5120) de Cabo Tres Puntas.

Muestra	%SiO ₂	%TiO ₂	%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃	%MnO	%MgO	%CaO	%Na ₂ O	%K ₂ O	%P ₂ O ₅	%FeO
3148	49,8	0,51	6,43	2,27	0,05	15,57	16,22	1,86	1,33	tzas.	5,63
5020	35,75	tzas.	16,76	18,72	tzas.	12,26	13,98	0,48	0,21	tzas.	1,61

Valores tomados de MUÑOZ (1967) y MUJICA (1967) respectivamente

En asociación a rocas metasedimentarias, en el área nor-central de la Península ocurre también metagabro (Fig. 4.40, Tabla 4.12) así como también esquistos actinolíticos (MÚJICA 1967, NARVÁEZ 1967).

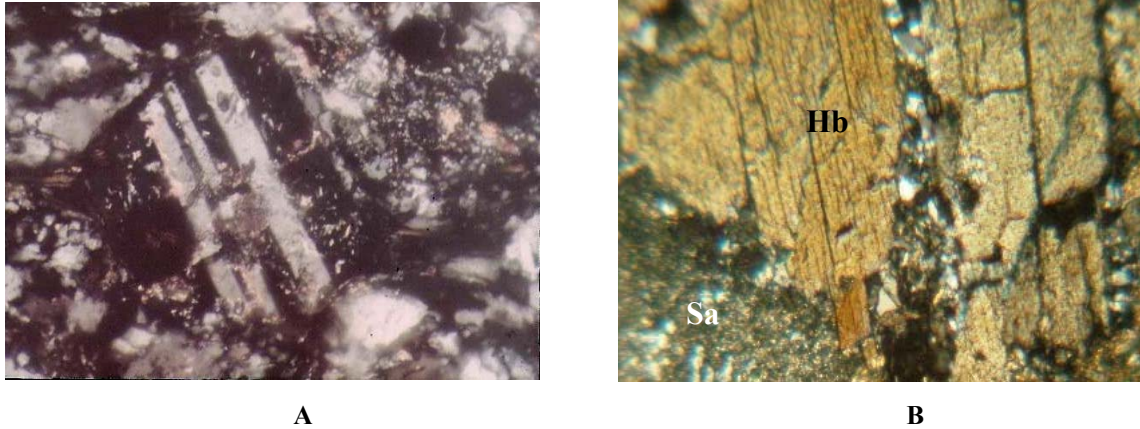


Figura 4.40. Fomicrografías de Metagabro de El Copey (A) MÚJICA (1967) & NARVAEZ (1967) (sp. 5004: Cabo Tres Puntas).- Esquisto cuarzo-feldespático-clorítico. Cristal de albita en una matriz de cristales de cuarzo, epidoto y clorita. NX/ 10X. Barra: 1 mm **(B)** VILLEGAS (1966) (sp. 4086: Punta Muro).- Metagabro hornbléndico. Presenta textura subofítica remanente con matriz afanítica formada por albita, epidota, ambos saussuritizados. La Saussurita es una mezcla de grano muy fino de epidoto y albita. Sa: saussurita; Hb: hornblenda, Además de la hornblenda, la saussurita y la albita, se presentan también como minerales constituyentes esenciales actinolita y clorita.10X.

Tabla 4.12. Composición química del metagabro (sp. 5004) aflorante en cabo Tres Puntas.

%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)
48,26	tzas.	31,8	1,67)	tzas.	2,10	11,46	1,47	0,02	tzas.	4,77

Tomado de MÚJICA (1967).

En el litotipo serpentinita 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) esquisto talcoso, mineral que corresponde a la variedad más hidratada del grupo (Fig. 4.41, E). Asociadas a este conjunto de roca, en la franja central del cabo, rocas esquistosas de color verde, con vetas de cuarzo paralelas a la foliación, microscópicamente presentan cristales alotriomorfos de glaucofano orientado, generalmente asociado a epidoto (Fig. 4.41, Tabla 4.13).

La asociación y posición actual de los paquetes de roca de El Copey es producto del fallamiento frágil somero que tuvo lugar en el Cenozoico, siendo finalmente la erosión el control final de la configuración externa del orógeno (SPEED & SMITH-HOROWITZ 1998; CRUZ 2003, 2004). El Terreno Tobago esta limitado por fallas cuya edad de movimiento se extiende desde el Cretácico al presente, estas fallas ponen en contacto este con el dominio tectono-estratigráfico