TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE PARAGUANÁ, ESTADO FALCÓN

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs. Mendi, David y Rodríguez, Eliana

Caracas, Junio 2005.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE PARAGUANÁ, ESTADO FALCÓN

TUTOR: Dr. Franco Urbani

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs. Mendi, David y Rodríguez, Eliana

Caracas, Junio 2005.

A nuestros padres…

Pensamiento de las kbzas…

David y Eliana

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi gratitud a la Universidad Central de Venezuela, por brindarme no solo la oportunidad de formarme como ingeniero sino la de vivir experiencias que me han moldeado como ser humano.

A FUNVISIS y a todo su personal, en especial al Dr. Franco Urbani, por transmitirme su sabiduría y ofrecemos su confianza, al Ing. Antonio Rodríguez, Marina Peña, Ing. Víctor Cano y Jenny, por mostrar una solidaridad incondicional.

A mis padres Rolando y Atendida, porque a ellos les debo todo lo que soy y por ellos lograré convertirme en lo más grande que puedo ser. Con su amor, paciencia y comprensión han iluminado mi camino, ustedes han sido mi razón de vida y serán mi inspiración por siempre.

A mis hermanos Dany y Catire, por enseñarme a convivir. En ustedes he encontrado a quien acudir en los momentos difíciles, quiero que sepan que yo estaré siempre para ustedes.

A Fernando, por enseñarme que nuestros sueños crecen con el tiempo, a creer en mi misma y a valorar cada segundo de nuestras vidas; que lo importante no es lo que logras sino quienes tienes a tu lado para compartirlo. Eres lo máximo Turrité.

A mi madrina Chalito, por ser mi ángel guardián y a mis tías: Janet, Tetey y Jenny por darme todo el cariño del mundo; también a mis primis: Caro, Gilger, Maro, Naty, por crecer conmigo, compartir los momentos mágicos y contagiarme de su hermosa energía.

A mi familia Yánez Moreno: Ernesto, Mery, Richy, Marife, Mita Gloria, Quequelo, el Abuelito y la Abuelita, por regalarme tanto cariño, los llevo siempre en mi corazón.

A la Kbza por ser no sólo el mejor compañero que podría tener sino el mejor amigo con el que se puede contar.

A mis pollis: Carelys, Fabiana y Vanessa, por confiarme sus secretos y por convertir los momentos difíciles en situaciones agradables y llenas de valiosos recuerdos.

A mis chicos de la básica: Antonio, Héctor, José Antonio, Rick, Tami y Willy, por hacer de esos semestres una época inolvidable. A mis amigos: Adrianita, Arturo, Leito, Luis, Poli, Pedrito, Winnie, por pasar juntos los buenos y los malos ratos siempre con una sonrisa.

Mil gracias a todas aquellas personas que siempre han creído en mí y que de una u otra forma me han ayudado a ser mejor cada día.

Elianita.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, José Ramón y Luisa Elena por todo su cariño, comprensión y por todo el apoyo que me han dado en cualquier idea que he iniciado. Por haberme enseñado a vivir.

A mis hermanos Marielena y Daniel por siempre estar ahí en las buenas y no tan buenas, por lo que somos y seremos.

A mi abuelita Micaela, por absolutamente todo lo que soy, eres el ejemplo perfecto de dar sin recibir nada a cambio.

A mi tía Beatriz por haberme enseñado que la paciencia y la tolerancia son los mejores métodos para enfrentar los problemas.

A Rona por hacerme la vida feliz, por tu espíritu libre.

A la Universidad Central de Venezuela por haberme permitido vivir esta etapa de mi vida y por acentuar en mí este sentimiento patriota.

A los profesores Paúl Romero, Franco Urbani, Francisco Garcés, Robinsón Arcos, por toda su enseñanza académica y de la vida. A todos los profesores de esta ilustre universidad que me impartieron conocimientos necesarios.

Fabi, por toda tu comprensión, ayuda, cariño y apoyo en esta etapa de mi vida. Eres super especial.

A la Kbza (Elianita) por toda tu ayuda, cariño y apoyo. TQM. A mí cuñado Fer por ser tan buen amigo.

Al team Waffles (Petro, Winchi, Poli, Falsis) y a Livia por ser super panas y por estar siempre ahí, por su ayuda incondicional.

A mis amigos: Vanessa, Piolo, Wini, El Brujo, Alexis (Vecina), Marcel, Orly, Orangel, Ricardo, Adri (Corazón), Ardianita, Leo.

A mis compañeros de trabajos y amigos: Luis, Iván Arias, Baritto, Leo, Poli, Manuel, Alejandra, Laura, Woodwarde, Marce, Orly, Adri, Raúl, Ricardo, Walter, Toribio.

A mi niña por devolverme en este corto tiempo, esa parte de mi vida que había olvidado.

Al CEU por acercarme aun más a las montañas, monumentos indescriptibles.

A todas a las personas que de una u otra manera han intervenido en mi vida.

David Mendi.

MENDI, David & RODRÍGUEZ, Eliana

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE PARAGUANÁ, ESTADO FALCÓN

Tutor: Dr. Franco Urbani. Tesis, Caracas UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2005 184 p.

En la zona correspondiente a la Península de Paraguaná, que comprende un área total de 2.273 km^2 y con coordenadas geográficas Latitud Norte 11°30'18'' (Pta. de Médano Blanco) y 12°11'46'' (Cabo San Román) y Longitud Oeste 69°41'07'' (Punta Grande) y 70°18'05'' (Punta Salinas), se recopiló, integró y actualizó la cartografía geológica existente. Se complemento la información geológica en algunas localidades y se elaboró una síntesis de la evolución geológica de la zona. El trabajo surge de la necesidad de contar con una base geológica de la Península y con ello formar la capa temática digital de la geología de superficie para su uso en diversas actividades. Para ello se elaboraron 12 mapas geológico-estructurales, 9 a escala 1:50.000 y 3 a escala 1:25.000, donde se presentan una serie de unidades ígneo-metamórficas y sedimentarias-geomorfológicas, las cuales se señalan continuación:

UNIDADES SEDIMENTARIAS
Cuaternario – Holoceno
Planicie de desborde
Qh1 Aluvión fluvial
Planicie litoral marina
Qh2 Dunas
Qh3 Albúferas
Qh4 Marismas
Qh5 Cordones – Playas (II)
Cuaternario – Pleistoceno
Planicie de explayamiento
Qp1 Explayamiento terminal
Piedemonte
Qp2 Abanico de explayamiento
Qp3 Rampa coluvial
Qp4 Rampa de explayamiento
Qp5 Rampa de explayamiento mod. disectada (III)
Planicie litoral marina
Qp6 Cordones – Playas (VI)
Qp7 Terraza (X)
Qp8 Terraza moderadamente disectada (X)
Qpea Conglomerado El Alto
Terciario
Formación Paraguaná (Plioceno Temprano)
Planicie litoral marina
Tpp1 Arrecife (VI)
Bajos de ablación
Tpp2 Superficie de ablación marina de calizas
Tpp3a Relieve de cuesta de calizas (IV)
Tpp3b Relieve de cuesta de calizas (VI)
Tpp4a Bajos de ablación de calizas (IV)
Tpp4b Bajos de ablación de calizas (VI)
Tpp5 Bajos de ablación de margas
Tpp6 Relieve de cuesta de calizas
Tpp7 Relieve de cuesta de margas
Tpp8 Rampa de denudación de margas
Tpp9 Rampa de denudación de lutitas
Tpp10 Rampa de denudación de margas con coluviaciçon
Tpp11 Rampa de denudación de lutitas con coluviación
Altiplanicie
Tpp12 Altiplanicie de calizas
Colinas
Tpp13 Colinas de calizas
Tpp14 Colinas bajas de calizas en forma de loma
Formación Cantaure (Mioceno Temprano)
Bajos de ablación
Tmca Relieve de cuesta
Tmca 1 Rocas conglomeráticas (MACDONALD 1976)
Tmca 2 "Lutita de Cocodite" (CREOLE 1968)
UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS
Unidades de litosfera oceánica
Cretácico
Ksa Basalto de Santa Ana
Ksa2 Basalto porfídico
Ksa1 Basalto afanítico
Ka Diabasa de Arajó
Kc Gabro de Capuana
Kc5 Gabro sausuritizado
Kc4 Gabro pegmatítico gnéisico
Kc3 Gabro pematítico
Kc2 Leucogabro
Kc1 Gabro olivinífero-piroxénico de Siraba
Ker Ultramáficas de El Rodeo
Ker2 Ultramáficas de El Rodeo con alteración silico-ferruginosa-magnesiana
Ker1 Dunita
Unidades de corteza continental
Jurásico Tardío
Jpn Filita de Pueblo Nuevo
Jpnc Metarenisca conglomerática
Cuarcita
Metaconglomerado
Mármol
Pérmico
Pea Metagranodiorita de El Amparo.

Desde el punto de vista estructural, la Península de Paraguaná es considerada como un bloque tectónico individualizado por fallas responsables de su geometría actual. Tanto las costa oriental como la occidental están controladas por fallas de orientación NNO-SSE y dispuestas en échelon; hacia el exterior de la Península, la falla de Pueblo Nuevo de dirección ONO-ESE constituye el borde norte de las rocas ígneo-metamórficas, y al sur esta limitada por una falla normal profunda de orientación preferencial E-O.

La Metagranodiorita de El Amparo corresponde a un plutón epizonal, emplazado a poca profundidad, el cual sufrió un período de deformación y de leve metamorfismo, a fines o inmediatamente después de su emplazamiento. La Filita de Pueblo Nuevo es principalmente de origen marino, con abundante arena cuarzoza diseminada. Las relaciones de corte entre la Metagranodiorita de El Amparo y la Filita de Pueblo Nuevo no están claras, se propone por una parte que se encuentran en contacto de falla con fuerte cataclásis y alteración, y por otra parte se propone que están en contacto discordante donde se presume la existencia de una roca caja pre-Pérmico (no determina hasta el momento) que fue intrusionada por El Amparo y luego se depositó Pueblo Nuevo quedando en contacto por procesos tectónicos del Cretácico Tardío-Paleoceno. Las rocas ígneas máficas y ultramáficas del complejo Santa Ana-Arajó-Capuana-El Rodeo presentan una clara afinidad oceánica, que luego fueron llevados hasta su posición actual como napas durante la interación de las placas Caribe y Suramericana, quedando dispuestos como un mosaico tectónico. Los autores exponen las siguientes evidencias que permiten apoyar este origen: poco o ausencia de metamorfismo y recristalización, magma de carácter oceánico y una raíz de no más de 4 km.

Luego de los diversos procesos dinámicos expuestos anteriormente, en la Península se presentaron las condiciones favorables para la depositasión de sedimentos Terciarios-Cuaternarios, los cuales poseen una notable estabilidad tectónica que contrasta con las unidades que se encuentran en el resto del estado Falcón, en un ambiente que varía desde la zona litoral, hasta la plataforma somera, observándose un incremento en la profundidad subiendo en sección.

De toda la información recolectada y analizada, se propone a manera general el siguiente modelo evolutivo de la Península: Un primer evento intrusivo coloca la Metagranodiorita de El Amparo (Pérmico) dentro de una roca caja Pre-Pérmica desconocida. Luego sedimentación de la roca precursora de la Filita de Pueblo Nuevo (Jurásico), estas unidades están relacionadas mediante una posible discordancia erosiva o bien por un contacto tectónico durante el cual ambas unidades fueron alteradas y deformadas. Posteriormente, durante la colisión oblicua entre las placas Caribe y Suramerica (Cretácico Tardío-Paleoceno), por medio de un sistema de napas un fragmento de corteza oceánica fue emplazado sobre la corteza continental. En el Paleoceno-Eoceno inferior se genera un evento distensivo quedando el bloque de Paraguaná separado del resto del continente, esta etapa distensiva genera fallamientos en “echelón” formando pilares y fosas, que unido a la erosión diferencial dejan expuesto el Cerro Santa Ana y su alrededores y la fila de Monte Cano (Metagranodiorita de El Amparo y Filita de Pueblo Nuevo). Posteriormente se depositaron las secuencias sedimentarias de: Cantaure (Mioceno Temprano), Paraguaná (Plioceno Temprano) y El Alto (Pleistoceno). Hasta el presente la Península se ha comportado como un bloque separado el cual sigue en levantamiento, evidenciado por terrazas, cordones, playas expuestas, y por la formación del Istmo de Los Médanos.

ÍNDICE

	Página
1. Introducción	1
1.1. Objetivos y alcances	1
1.2. Localización y extensión del área de estudio	2
1.3. Metodología	3
1.3.1. Etapa compilatoria	3
1.3.2. Etapa de campo	7
1.3.3. Etapa de oficina	7
2. Marco geológico	8
2.1. Generalidades	8
2.2. Trabajos previos	9
3. Geología regional	18
3.1. Unidades sedimentarias	18
3.1.1. Depósitos aluvionales terrestres y marinos	18
3.1.2. Conglomerado El Alto	18
3.1.3. Formación Paraguaná	19
3.1.4. Formación Cantaure	20
3.2. Unidades ígneo-metamórficas	21
3.2.1. Basalto de Santa Ana	21
3.2.2. Diabasa de Arajó	21
3.2.3. Gabro de Capuana	22
3.2.4. Ultramáficas de El Rodeo	22
3.2.5. Filita de Pueblo Nuevo	23
3.2.6. Metagranodiorita de El Amparo	23
4. Geología local	24
4.1. Unidades sedimentarias	26
4.1.1. Depósitos aluvionales terrestres y marinas (Cuaternario- Holoceno)	26
4.1.1.1. Aluvión Fluvial	26
4.1.1.2. Dunas	28
4.1.1.3. Albuferas	29
4.1.1.4. Marisma	31

4.1.1.5. Cordones – Playas (II) 32
4.1.2. Depósitos aluvionales terrestres y marinas (Cuaternario- Pleistoceno) 34
4.1.2.1. Explayamiento terminal 34
4.1.2.2. Abanico de explayamiento 36
4.1.2.3. Rampa coluvial 37
4.1.2.4. Rampa de explayamiento 38
4.1.2.5. Rampa de explayamiento moderadamente disectada (III) 39
4.1.2.6. Cordones – Playas (VI) 39
4.1.2.7. Terraza (X) 40
4.1.2.8. Terraza moderadamente disectada (X) 41
4.1.3. Conglomerado El Alto 42
4.1.4. Formación Paraguaná (Plioceno Temprano) 45
Miembro Amuay 46
Miembro El Hato 53
4.1.4.1. Arrecife (VI) 57
4.1.4.2. Superficie de ablación marina de calizas 58
4.1.4.3. Relieve de cuesta de calizas 60
4.1.4.4. Bajos de ablación de calizas 61
4.1.4.5. Bajos de ablación de margas 62
4.1.4.6. Relieve de cuesta de calizas 63
4.1.4.7. Rampas de denudación 64
4.1.4.8. Altiplanicie de calizas 66
4.1.4.9. Colinas de calizas y colinas bajas de calizas en forma de loma 67
4.1.5. Formación Cantaure (Mioceno Temprano) 68
4.1.5.1. Rocas conglomeráticas (MACDONALD 1976) 71
4.1.5.2. “Lutita de Cocodite” (Creole 1968) 71
4.2. Unidades Ígneo-Metamórficas 73
4.2.1. Basalto de Santa Ana 74
4.2.1.1. Basalto porfídico 75
4.2.1.2. Basalto afanítico 75
4.2.2. Diabasa de Arajó 77
4.2.3. Gabro de Capuana 80
4.2.3.1. Gabro sausuritizado 81

4.2.3.2. Gabro pegmatítico gnéisico 82
4.2.3.3. Gabro pematítico 82
4.2.3.4. Leucogabro 83
4.2.3.5. Gabro olivinífero-piroxénico de Siraba 83
4.2.4. Ultramáficas de El Rodeo 86
4.2.4.1. Dunita 89
4.2.4.2. Ultramáficas de El Rodeo con alteración sílico-ferruginosa-magnesiana 89
Metamorfismo de las rocas máficas ultramáficas 94
4.2.5. Filita de Pueblo Nuevo 94
4.2.5.1. Metarenisca conglomerática 96
4.2.5.2. Cuarcita 96
4.2.5.3. Metaconglomerados 96
4.2.5.4. Mármol 96
4.2.6. Metagranodiorita de El Amparo 99
5. Geología estructural local 103
5.1. Fallamiento 103
5.1.1. Fallas de Cabo San Román y Puerto Escondido 104
5.1.2. Falla de Adícora – Pueblo Nuevo – El Hoyito 105
5.1.3. Istmo de Los Médanos 108
5.1.4. Falla de la costa occidental de Paraguaná 111
5.1.5. Las fallas de los cerros El Rodeo, Siraba y Arajó 111
5.2. Plegamiento 113
5.2.1. Sinclinal colgado de Amuay 113
5.2.2. Pliegue de rodilla de Los Taques El Pico 114
5.2.3. Deformaciones de Punta Macolla 115
5.2.4. Sinclinal al noreste de Punto Fijo 116
6. Interpretaciones generales 117
6.1. Génesis local 117
6.1.1. Rocas ígneo-metamórficas 117
6.1.1.1. Relaciones entre las unidades de El Amparo y Pueblo Nuevo. 117
6.1.1.2. Rocas máficas y ultramáficas 123
6.1.2. Rocas sedimentarias 125
6.2. Modelo evolutivo 128

7. Conclusiones y recomendaciones 134
8. Anexos 138
9. Referencias bibliográficas 180
10. Apéndice 1 (mapas geológicos) 185
11. Apéndice 2 (trabajo doctoral de DICKEY) (en CD)

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1	Ubicación del área de estudio.	2
2	Diagrama de hojas cartográficas escala 1:25.000.	4
3	Esquema en donde se ubican espacialmente las hojas en donde se hizo la integración geológica.	6
4	Extremo noroeste del primer mapa geológico de Venezuela que muestra la ubicación de los cuerpos litológicos de Paraguaná (KARSTEN 1856).	9
5	Mapas de SIEVERS (1898). A la izquierda, ruta del viaje. A la derecha, mapa geológico de la Península.	10
6	Mapa geológico compilado de la Península de Paraguaná.	11
7	Mapa geológico estructural de la zona al este de Pueblo Nuevo.	12
8	Mapa geológico preliminar de las rocas máficas y eltramáficas de los cerros Santa Ana, Siraba, Arajó y la fila de Tausabana-El Rodeo.	13
9	Mapa de las unidades cuaternarias en la Península de Paraguaná.	14
10	Mapa geológico de las rocas ultramáficas de los cerros Arajó y El Rodeo.	15
11	Mapa geológico de la Península de Paraguaná.	16
12	Mapa neotectónico de la Península de Paraguaná.	16
13	Aluvion fluvial (colores rojo-morado) ubicado al este de la bahía de Amuay.	27

14 Dunas al oeste de Cabo San Román. 28

15 Salina de Bajarigua. 30

16 Marismas. Tomado y modificado de la imagen del satélite LANDSAT 7 (006/052). 31

17 Cordones – Playas (II) (Qp5) de la costa occidental. 33

18 Explayamiento terminal. 35

19 Abanico de explayamiento. 36

20 Rampa coluvial (Qp3) del flanco norte del Cerro Arajó. 37

21 Cordones – Playas (VI) (Qp6) de la costa este de Paraguaná. Sureste de Cabo San Román. 40

22 Conglomerado El Alto (Qpea) en la carretera El Vínculo - Las Cumaraguas. 42

23 Conglomerado El Alto (Qpea) con estratificación cruzada, planar y de espina de pescado. 43

24 Conglomerado Alto, con guijarros de cuarzo de 1 a 3 cm. 43

25 Afloramiento en la carretera hacia Los Taques. Se puede observar el contacto entre el Miembro El Hato y el Miembro Amuay. 45

26 Caliza arenosa, típica del Miembro Amuay. Localidad de Cabo San Román. 45

27 Tope de una caliza del Miembro Amuay que presenta desarrollo de estructuras paleokársticas. 48

28 Arenisca calcarenácea mostrando cemento sintaxial sobre un fragmento de equinodermo. Sección a 2,9 km de El Alto. 50

29 Caliza granular con lodo (Packstone), mostrando horadación en alga roja. 51

30 Sección tipo del Miembro El Hato en la carretera Adícora – Pueblo Nuevo. 54

31 Laminación paralela de una sección del Miembro El Hato en la vía hacia El Pico. 55

32 Arrecife (VI). 58

33 Superficie de ablación marina de calizas (Tpp2). 59

34 Calizas de la Represa de Cayude (Tpp3b). 60

35 Bajos de ablación marino de calizas (Tpp4a y Tpp4b) Puerto Escondido. 61

36 Relieve de cuesta de calizas (Tpp6) en el flanco norte de la Fila Tausabana-El Rodeo. 63

37 Corte esquemático de la Rampa de denudación (Tpp8) del flanco sur del Cerro Arajó. Croquis sin escala. 64

38 Cuesta con exposición norte del Escarpe de Cunacho. 65

39 Corte esquemático de la Altiplanicie de calizas (Tpp12) en Cerro Pelón. 66

40 Arenisca compacta de la Formación Cantaure, afloramiento en la Qda. Barbasco a 300 m de La Casa Cantaure. 69

41 Caliza basal de la Formación Cantaure con conchas que gradan normalmente. afloramiento en la Qda. Barbasco a 300 m de La Casa Cantaure. 69

42 Arcillita de la Formación Cantaure con alto contenido fósil. (Moluscos a la izquierda). Afloramiento en la Qda. Barbasco a 300 m de La Casa Cantaure. 70

43 Cerro Santa Ana (Vista de su flanco este, en la entrada desde Moruy). 74

44 Afloramiento de basalto porfídico cruzado por un dique de basalto afanítico. 75

45 Cima del Cerro Santa Ana constituida por la Diabasa de Arajó (Ka). 77

46 Afloramiento de diabasa en el camino hacia la cumbre del Cerro Santa Ana. 78

47 Textura ofítica reliquia en la Diabasa de Arajó. 80

48 Fila de Tausabana-El Rodeo, vista desde el flanco este del Cerro Santa Ana. 81

49 Alteración en la parte superior del afloramiento. Cantera del flanco sur del Cerro Arajó. 82

50 Gabro pegmatítico Cantera del flanco sur del Cerro Arajó. 82

51 Muestra del leucogabro. Cantera del flanco sur del Cerro Arajó. 83

52 Gabro olivinífero. Cantera del flanco sur del Cerro Arajó. 83

53 Fuerte desarrollo de “kink band” en maclas con plagioclasa. 85

54 Harzburgita, tipo de roca ultramáfica más común de la unidad. Afloramiento de carretera que atraviesa la Fila de Tausabana-El Rodeo. 87

55 Color de meteorización de las cocas ultramáficas de El Rodeo. Corte de carretera del lado oeste de la Fila de Tusabana-El Rodeo. 90

56 Máxima alteración en la harzburgita presente en las Ultramáficas de El Rodeo. 92

57 Gabro olininífero piroxénico como diques que intrusionan al Gabro de Capuana. 93

58 Vista de la foliación que exhibe la filita en un afloramiento al este de la Fila de Monte Cano. 94

59 Lente de metarenisca dentro de la filita en un afloramiento al este de la Fila de Monte Cano. 96

60 Roca filítica con alteración. Granos de cuarzo y microclino con una definida orientación. 97

61 Vista de un afloramiento de la Metagranodiorita de El Amparo en la Fila de Monte Cano. 100

62 Vista general de las deformaciones presentes en el extremo norte de Paraguaná. 104

63 Escarpe de falla producido por la falla de Cabo San Román. 105

64 Vista de la falla de Falla de Adícora – Pueblo Nuevo – El Hoyito. 106

65 Perfil sísmico de orientación NNO-SSE que muestra la Falla de Adícora-Pueblo Nuevo-El Hoyito. (Ver Fig.12). 108

66 Vista aérea del Istmo de Los Médanos de Coro. 109

67 Falla de Los Médanos de Coro. 110

68 Fallas que afectan la Fila de Tausabana-El Rodeo. 112

69 Sinclinal colgado de Amuay. 113

70 Esquema del Pliegue de rodilla de Los Taques El Pico. 114

71 Esquema de los pliegues de Punta Macolla. 116

72 Contacto con efecto de metamorfismo de contacto entre el gneis granítico y la roca caja metasedimentaria (esquisto). 119

73 Sección generalizada de la zona de Pueblo Nuevo para la alternativa 1. 120

74 Ubicación del área de estudio realizado por RODRÍGUEZ (1969). 121

75 Zonación en el contacto ígneo-metamórfico. 122

76 Sección generalizada de la zona de Pueblo Nuevo para la alternativa 2. 122

77 Anomalía de Bouger. 124

78 Mapa estructural de la Ensenada de La Vela. 125

79 Mapa Neotectónico de la Península de Paraguaná y de la región de Coro. 131

80 Perfil N-S de la Península de Paraguaná 132

81 Perfil E-O de la Península de Paraguaná 133

ÍNDICE DE TABLAS

Página

Tabla 1. Promedio de las características petrográficas de las rocas del Conglomerado El Alto 44

Tabla 2. Promedio de las características petrográficas de las rocas clásticas del miembro Amuay. 49

Tabla 3. Promedio de las características petrográficas de las rocas carbonáticas del Miembro Amuay. 50

Tabla 4. Promedio de las características petrográficas de las rocas del Miembro El Hato. 56

Tabla 5. Promedio de las características petrográficas de las rocas de la Formación Cantaure. 70

Tabla 6. Porcentajes promedio de los componentes principales presentes en la Diabasa de Arajó (Ka). Cada componente principal con sus minerales de alteración. 79

Tabla 7. Porcentajes promedio de de los componentes de las subunidades del Gabro de Capuana (Kc). 84

Tabla 8. Porcentajes promedio de los componentes de las subunidades de las rocas ultramáficas de El Rodeo (Ker). 91

Tabla 9. Promedio de los componentes de las muestras de la Metagranodiorita de El Amparo (Pea). 101

Tabla 10. Características generales y origen de las unidades geológicas presentes en la Península de Paraguaná. 117

Tabla 11. Datos paleomagnéticos de 5 localidades en unidades máficas y ultramáficas. 123

1. INTRODUCCIÓN

1.1 OBJETIVOS Y ALCANCE

El presente trabajo, constituye una de las partes que conforman el proyecto **Geodi**námica Reciente del Límite **No**rte de la Placa **S**udamericana (GEODINOS) coordinado por la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). Específicamente conforma una de las tareas del subproyecto B3 (Petrografía y Geología), que se lleva a cabo por la UCV.

El objetivo general de este estudio consiste en recopilar, integrar y actualizar la cartografía geológica existente de la Península de Paraguaná, estado Falcón, adaptar la nomenclatura de las unidades ígneo-metamórficas a las normas internacionales de unidades litodémicas (ROBERTSON 1999), complementar la información geológica en aquellas zonas que lo requieran, y por último, elaborar una síntesis de la historia geológica de la zona mencionada.

El desarrollo del presente trabajo surge de la necesidad de disponer de una base geológica de la Península de Paraguaná, normalizada en hojas de escala 1:50.000 y 1:25.000, y con ello formar la capa temática digital de la geología de superficie para su uso en diversas actividades del proyecto GEODINOS (G-2002000478, FONACIT-FUNVISIS). Además, representa una contribución general a la cartografía geológica venezolana.

1.2. LOCALIZACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio corresponde a toda la Península de Paraguaná, la cual se ubica en el extremo norte central del estado Falcón al noroeste de Venezuela. Como se aprecia en la figura 1, la zona está comprendida entre los siguientes puntos geográficos: Latitud Norte 11°30'18'' (Punta de Médano Blanco) y 12°11'46'' (Cabo San Román) y Longitud Oeste 69°41'07'' (Punta Grande) y 70°18'05'' (Punta Salinas). La superficie comprende un área total de 2.273 km^2, limitada al norte y al este por el Mar Caribe; al Sur por el Golfete de Coro y el distrito Miranda y al oeste con el Golfo de Venezuela. La Península de Paraguaná mide 60 km de norte a sur, 54 km de este a oeste, y tiene 300 km de litoral.

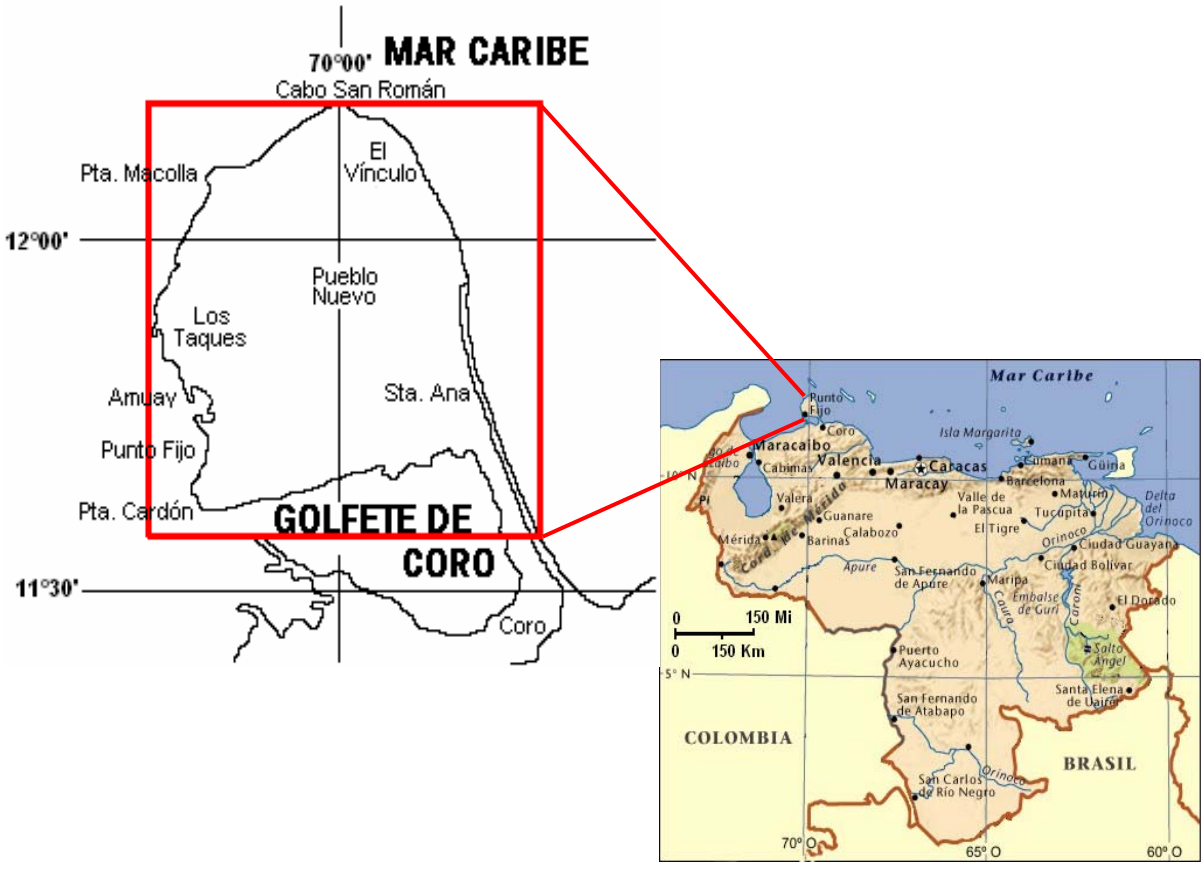


Figura. 1. Ubicación del área de estudio. Tomado y modificado de UNE (2005).

1.3. METODOLOGÍA

El trabajo se realizó cumpliendo con las actividades contenidas dentro de las siguientes etapas:

1.- Etapa compilatoria

2.- Etapa de campo

3.- Etapa de oficina

1.3.1. Etapa compilatoria

Búsqueda, recopilación y síntesis de la información geológica (publicada o inédita) existente en:

- Trabajos Especiales de Grado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela.
- Artículos publicados en revistas y en congresos geológicos nacionales e internacionales.
- Informes y mapas inéditos del Ministerio de Energía y Minas (MEM).
- Hojas de geología de superficie a escala 1:50.000 de la zona de estudio, provenientes de la Creole Petroleum Corporation Co. (Hojas (A-4-C, A-5-D, B-4-B y B-5-A).
- Hojas topográficas y ortofotomapas a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (IGVSB).
- Mapas inéditos.
- Fotografías aéreas (Misión, año, escala).
- Imágenes del satélite LANDSAT disponibles al público y de radar satelital. (Anexo 1).

Integración de la información contenida en mapas geológicos, fotografías aéreas, mapas topográficos y geológico-estructurales, imágenes de satélite y ortofotomapas de la zona en estudio, así como la descripción de unidades litológicas, caracteres estructurales y metamorfismo, a partir de revisión de trabajos previos

Elaboración de 12 mapas geológico-estructurales, 9 de ellos a escala 1:50.000 y 3 a escala 1:25.000, utilizando como base cartográfica las 32 hojas topográficas del IGVSB que cubren toda la Península.

La figura 2 representa un diagrama que muestra la distribución de las hojas a escala 1:25.000 en el sistema cartográfico de Venezuela. Se puede apreciar la ubicación exacta de las hojas que abarcan la zona de estudio (aquellos con sus nombres); que en este caso, se utilizaron para armar las bases cartográficas a escala 1:50.000 utilizadas en los mapas integrados.

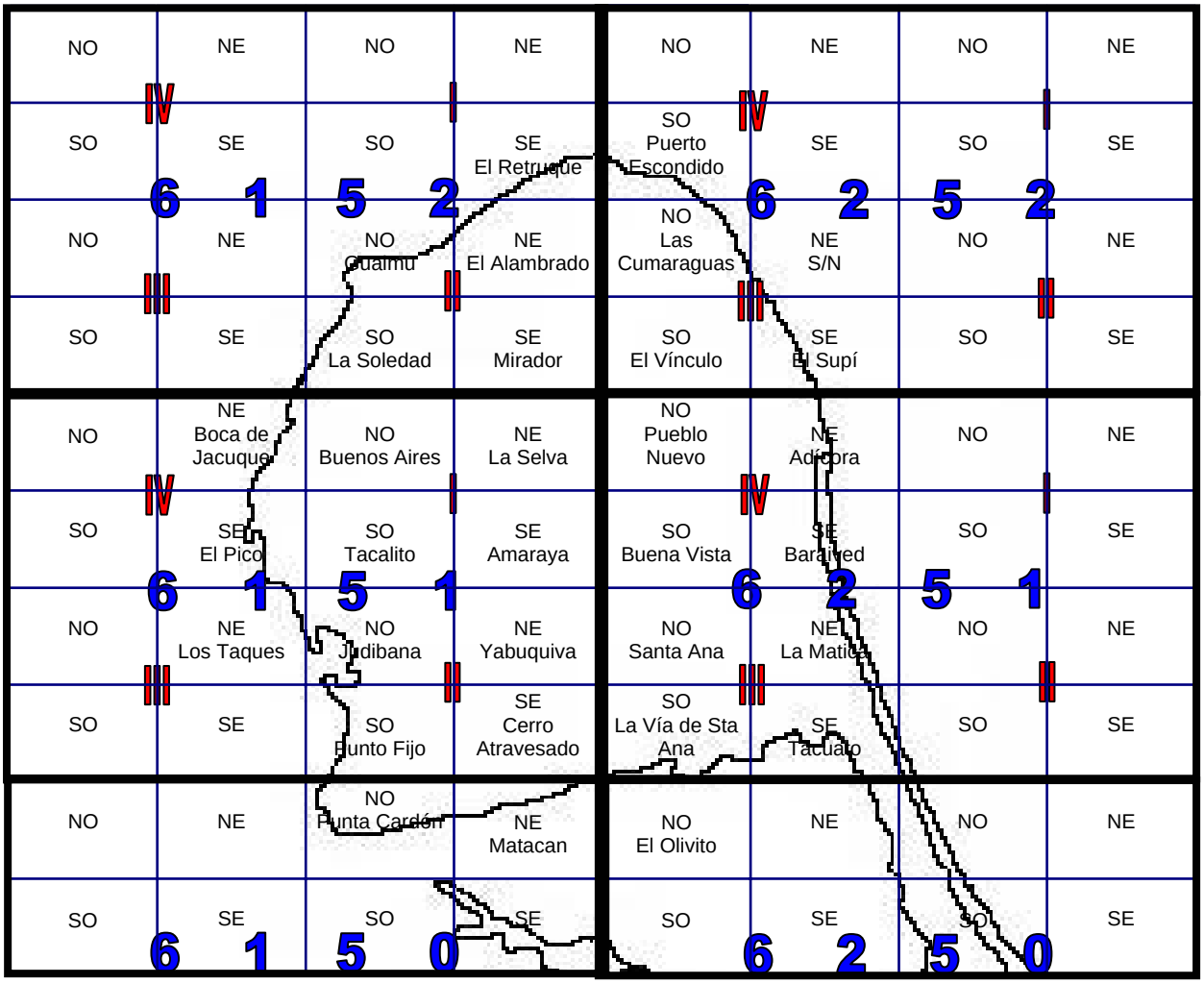


Figura. 2. Diagrama de hojas cartográficas escala 1:25.000.

El siguiente paso a seguir en la metodología fue la adaptación de la información obtenida y analizada, para incluirla adecuadamente en las 9 hojas geológicas a escala 1:50.000 y en las 3 hojas a escala 1:25.000.

En total se utilizaron como base cartográfica las siguientes hojas a escala 1:50.000: 6152-I Cabo San Román, 6152-II Punta Macolla, 6252-III El Vínculo, 6251-IV Pueblo Nuevo, 6151-I Jadacaquiva, 6151-II Punto Fijo, 6151-III Los Taques, 6151-IV Boca de Jacuque, 6251-III Santa Ana, 6251-IV Puerto Escondido, 6150-I Punta Cardón, 6250-IV Punta Guara.

En aquellos casos, en los que la cantidad de información contenida en algunas zonas resulta muy densa, se utiliza como base cartográfica las siguientes hojas a escala 1:25.000: 6151-I-NE y 6251-IV-NO La Selva y Pueblo Nuevo, 6151-II-NE y 6251-III-NE Yabuquiba y La Matica y 6251-IV-SO y 6251-II-NO Buena Vista y Santa Ana; con el fin de mostrar con un poco más de detalle las unidades de relevancia presentes dentro de la Península.

Vale destacar que estas hojas cartográficas se utilizaron en todo momento como base fundamental para el traspaso de la información compilada, siguiendo aspectos importantes como la topografía, los drenajes principales, poblados, entre otros.

Para compilar la información obtenida y presentarla adecuadamente en las hojas a escala 1:25.000 o 1:50.000 según lo amerite el caso, se sigue la técnica del calco, en donde con ayuda de una mesa de luz, la información encontrada en los diversos trabajos previos es traspasada a la nueva hoja de integración, en borrador y a tinta china. Estas hojas consisten de un papel translúcido poco deformable adecuado para este tipo de aplicaciones.

La figura 3, representa un bosquejo del resultado de la integración de la información obtenida, en ella pueden apreciarse las zonas que abarcan cada hoja geológico-estructural a escala 1:50.000 y 1:25.000; también se pueden apreciar a gran escala, los contactos entre las diversas unidades litológicas que conforman la Península, así como las principales fallas y trazas geológicas más visibles. En los anexos 2, 3 y 4, se muestra un resumen de la información que se utilizo para la elaboración de cada mapa geológico.

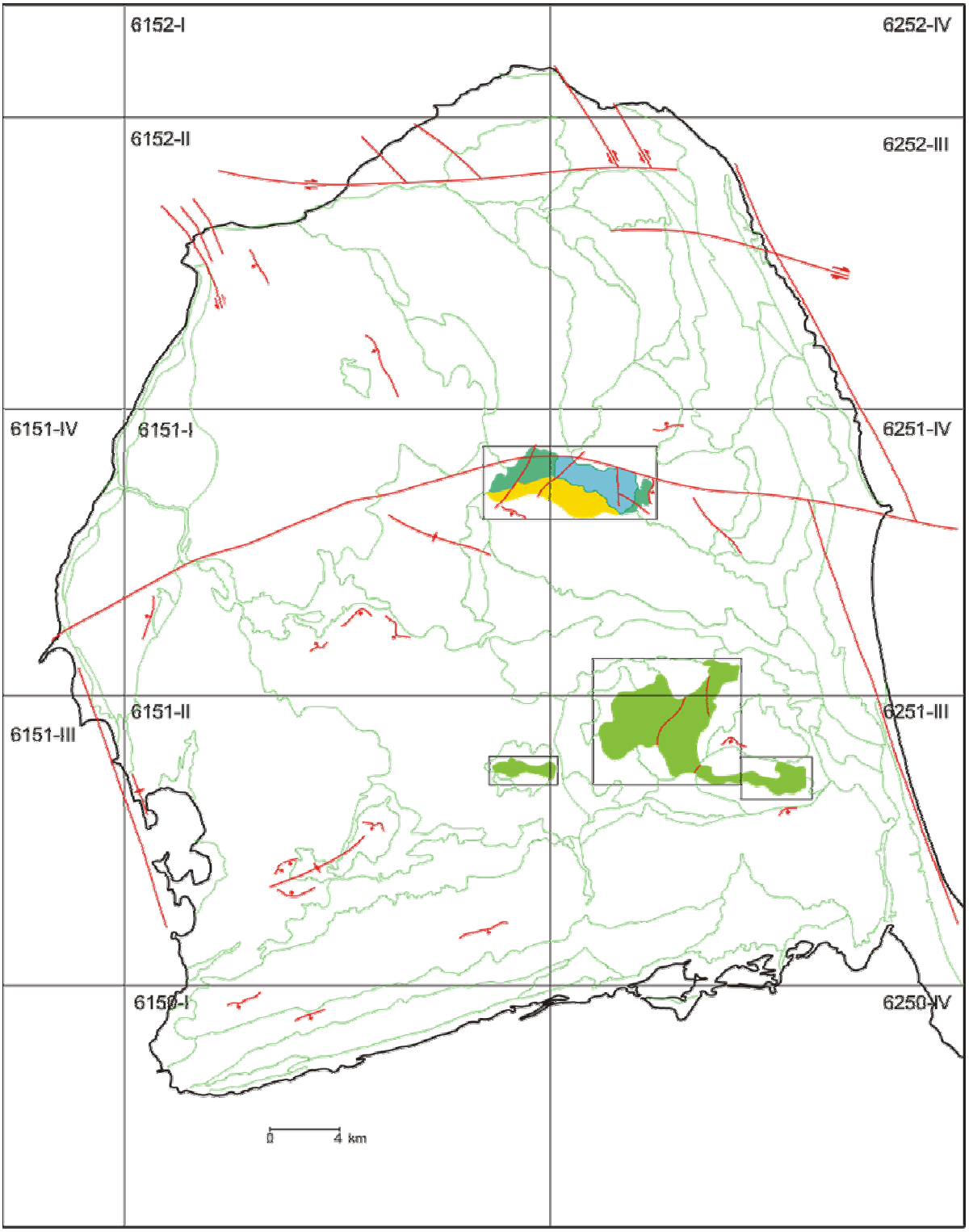


Figura 3. Esquema en donde se ubican espacialmente las hojas en donde se hizo la integración de la información geológica a escala 1:50.000. Los recuadros pequeños indican las zonas integradas a escala 1:25.000.

1.3.2. Etapa de campo

Dentro de las actividades que se realizaron en esta etapa, se encuentran:

Estudio geológico de aquellas localidades en donde, después de una previa revisión de la información geológica recopilada, se encontraron algunos detalles en las interpretaciones de los distintos autores, como descripción de campo, ubicación geográfica, contactos, entre otros.

Corrección de detalles como trazado de contactos entre unidades, ubicación de fallas, descripciones litológicas, entre otros. También se realizaron estudios en aquellas zonas en donde no existía ningún tipo de información.

Revisión general de las zonas donde las interpretaciones geológicas fueron integradas sin presentar inconvenientes. Con una breve descripción de los afloramientos correspondientes a las unidades de estudio, se logro corroborar la información obtenida.

1.3.3. Etapa de oficina

En esta etapa se cumplieron las siguientes actividades:

Digitalización de los mapas por parte del personal de FUNVISIS y de los autores, llevando a formato digital la información vaciada en los mapas, esto con el manejo de programas como AutoCAD-2000i.

Complementación del trabajo mediante la elaboración tablas que permiten la visualización de manera organizada, de toda la formación petrográfica disponible en trabajos previos. Las muestras a las cuales pertenecen dichos datos, fueron ubicadas en los mapas correspondientes.

Elaboración del informe final, el cual se llevo a cabo tomando en cuenta los aspectos geológicos de litología, estructuras e interpretaciones generales existentes hasta la fecha en el área de estudio.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GENERALIDADES

La península de Paraguaná corresponde a una proyección septentrional del territorio venezolano que se extiende hacia el Mar Caribe, sus 2.273 km^2 de superficie se unen al estado Falcón por medio del Istmo de Los Médanos de Coro. La mayor parte de este territorio está dominado por la presencia de rampas y superficies de ablación de calizas y lutitas pertenecientes a la Formación Paraguaná, a su vez el paisaje está conformado por colinas y altiplanicies correspondientes a la misma unidad geológica. Estos elementos hacen del relieve un paisaje regular y poco accidentado.

En algunos casos la regularidad del relieve se ve interrumpida por los principales conjuntos geológicos presentes en la Península. Uno de ellos se encuentra en la parte suroriental, se presenta como un conjunto de cerros con relieve abrupto y con orientación regional este-oeste en donde aflora un complejo sistema de rocas máficas y ultramáficas, entre ellos el Basalto de Santa Ana, la Diabasa de Arajó, el Gabro de Siraba y las Ultramaficas de El Rodeo.

Otro de los cuerpos prominentes se encuentra al noreste, y está constituido por el conjunto de rocas ígneo-metamórficas que conforman la Metagranodiorita de El Amparo, que se presenta en contacto de falla con la Filita de Pueblo Nuevo, que a su vez se encuentra cubierta discordantemente por las rocas pliocenas de la Formación Cantaure.

2.2. TRABAJOS PREVIOS

A continuación se presenta de manera sintetizada y cronológica, una visión general de los estudios regionales más importantes que se han realizado acerca de las rocas que afloran en la Península de Paraguaná.

- KARSTEN (1859), es el primero en reconocer geológicamente la Península. Describe las planicies sedimentarias constituidas por lutitas y calizas; además describe el Cerro Santa Ana, en donde reporta la presencia de rocas plutónicas como anfibolita porfídica, diabasa y gabro. Cartografia los cuerpos reconocidos en un mapa geológico del norte de Venezuela (Fig. 4).



Figura 4. Extremo noroeste del primer mapa geológico de Venezuela que muestra la ubicación de los cuerpos litológicos de Paraguaná (Tomado de KARSTEN 1859).

- R. LUDWIG realiza diferentes excursiones a lo largo de la Península, entre los años 1886 y 1888. Reporta la presencia de diversas litologías como granito, cuarcita y caliza, así como también el pequeño yacimiento de cromita del Cerro El Rodeo y algunos elementos morfológicos del paisaje como acantilados, terrazas, cerros, colinas, dunas y llanuras. (Fig. 5). SIEVERS (1898), publica los datos de estos viajes de LUDWING (fallecido en La Guaira en 1898) y toma algunos datos geográficos propios para elaborar una lista de nuevas observaciones junto con datos derivados de expediciones posteriores. Con ello divide la Península en dos áreas geográficas diferentes, donde relaciona el relieve con su composición: las partes bajas (fuera de las unidades costeras más jóvenes) las describe como relieves terciarios sobre una "base arcáica" y, las partes altas y abruptas del Cerro Santa Ana, la fila de Tausabana-Rodeo y el Cerro Arajó, como consistentes exclusivamente de rocas eruptivas antiguas.

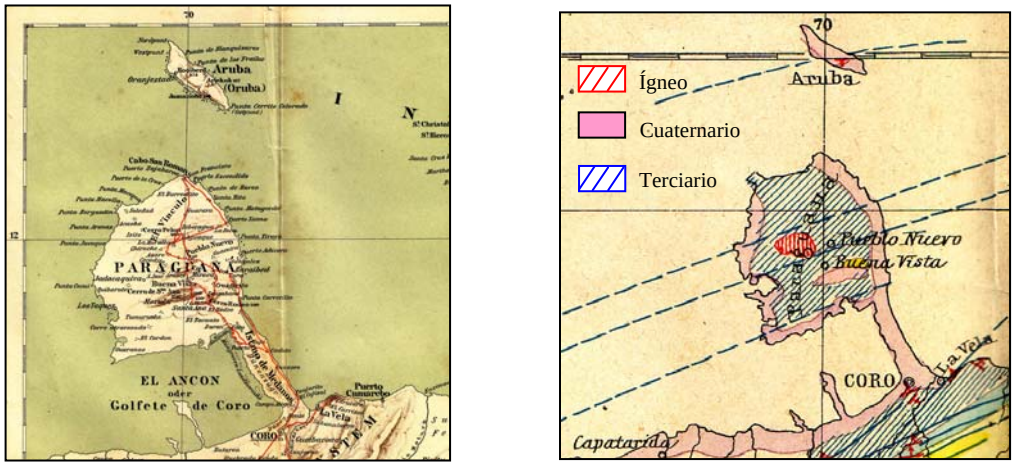


Figura 5. Mapas de SIEVERS. Izquierda: ruta del viaje. Derecha: mapa geológico de la Península. Tomado de SIEVERS (1898).

- DICKEY (1932), en su tesis doctoral incluye el reconocimiento de las rocas ígneas existentes en la Península, describiendo detalladamente la petrografía de cada una de las litologías encontradas; entre ellas el Gabro de Capuana, la Diabasa de Arajó, la Metagranodiorita de El Amparo y la Filita de Pueblo Nuevo. Incluye una amplia y moderna descripción petrográfica, propone una posible génesis de tipo lacolito con diferenciación gravitacional para el macizo de Santa Ana y establece algunas asociaciones magmáticas.

- BUCHER (1952), compara las rocas metamórficas de las penínsulas de Paraguaná y La Goajira con las que se encuentran en las diferentes islas del norte de Venezuela. Se apoya en la similitud entre las rocas metamórficas del Cretácico presentes en las diferentes localidades.

- MÉNDEZ (1960), estudia un cuerpo de cromita que aflora en el flanco sur del Cerro El Rodeo para determinar su posible aprovechamiento comercial. Incluye análisis petrográficos y descripciones detalladas de las rocas de la zona. Establece la escasa importancia económica del depósito y propone su protección para fines científicos.

- MARTÍN BELLIZZIA (1960), estudia la petrología y estructura de las rocas básicas y ultrabásicas en el Cerro Tausabana y estribaciones surorientales del Cerro Santa Ana. Además logra subdividirlas de acuerdo a las relaciones observadas en el campo y las asociaciones mineralógicas y estructurales. Corrobora las conclusiones previas MÉNDEZ (1960).

- JUNG (1965) estudia la zona de Cantaure y presenta una descripción litológica que comienza con notas informales de H. M. Bolli y R. H. Stainforth, encontradas en un reporte de Brigido Natera en 1956 de la Creole. Dicho autor emplea el término Formación Cantaure para los sedimentos aflorantes cerca de la Mesa de Cocodite y estudia la abundante fauna de moluscos miocenos provenientes de dicha unidad.

- PÉREZ (1967), analiza la información geológica obtenida hasta la fecha para encontrar posibles reservas de agua subterránea en la Península. Determina la existencia de cuerpos de agua subterráneas (Fig. 6), sin embargo no logra determinar su volumen debido a la escasez de información geo-hidrológica. Establece que las depresiones estructurales y bajos topográficos localizados cerca de las zonas de recarga son los elementos más favorales para la acumulación de acuíferos.



Figura 6. Mapa geológico compilado de la Península de Paraguaná. Tomado de PÉREZ (1967).

- MACDONALD (1968), estudia las características estratigráficas, metamórficas y estructurales de las rocas del Jurásico Superior de la península de Paraguaná, las cuales se encuentran aflorando en la zona de Pueblo Nuevo (Fig. 7). Describe dos unidades, las filitas y metareniscas de la Formación Pueblo Nuevo y las lutitas arcillosas que denominó informalmente como “Lutita arcillosa de Punto Fijo”. Relaciona la Formación Pueblo Nuevo con el grupo de rocas mesozoicas deformadas y metamorfizadas que se encuentran en una faja que se extiende desde la parte

septentrional de Trinidad hasta la Península de la Guajira. Define además el Plutón Granítico de El Amparo, que interpreta como intrusivo a la Formación Pueblo Nuevo y que presenta un desarrollo de foliación, indicativo de que sufrió una leve deformación y leve metamorfismo.

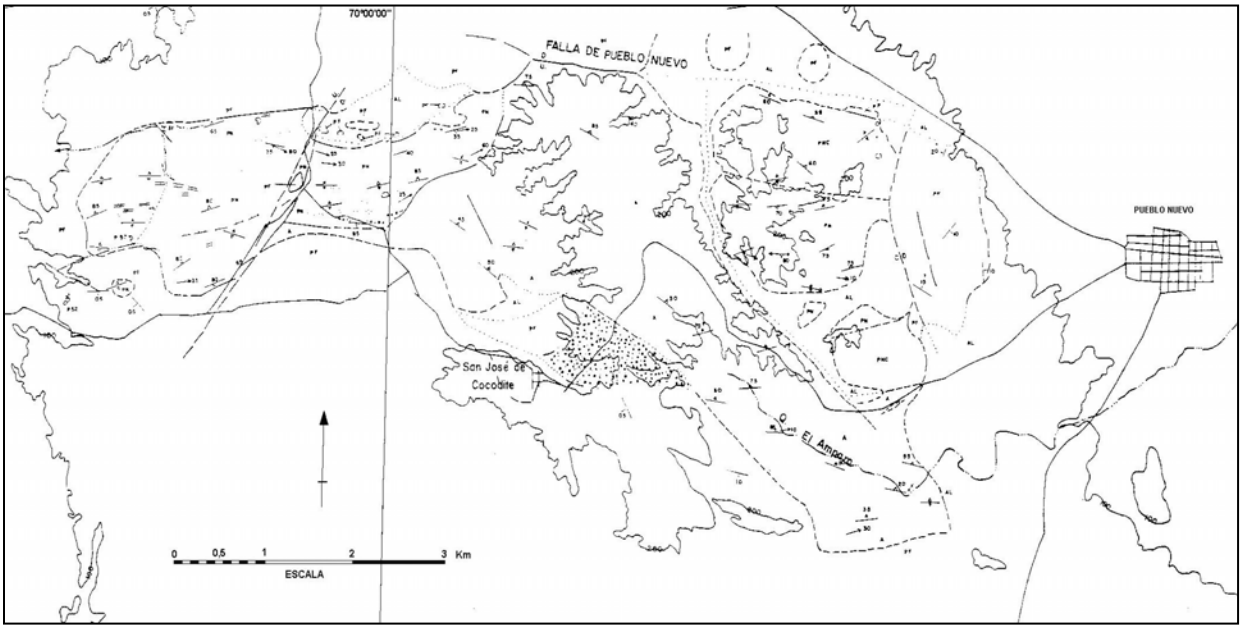


Figura 7. Mapa geológico estructural de la zona al este de Pueblo Nuevo (MACDONALD 1968).

- Los geólogos de la CREOLE PETROLEUM CORPORATION CO. (1968), integran la cartografía geológica de toda la península de Paraguaná, teniendo como resultado 4 hojas geológico-estructurales a escala 1:50.000 (A-4-C, A-5-D, B-4-B y B-5-A).

- RODRÍGUEZ (1969), estudia la zona de contacto entre la Metagranodiorita de El Amparo y la Filita de Pueblo Nuevo situada al noroeste de la Mesa de Cocodite. Indica que esta zona corresponde a una zona alterada por procesos hidrotermales y establece mediante estudios petrográficos la presencia de amplias zonas de cizallamiento.

- THOMAS & MACDONALD (1970), advierten que la localidad tipo de la Formación Cantaure citada en el CVET (1970: 108), es incorrecta; por lo que proponen designar, medir y publicar una nueva. También advierten que el espesor estimado de la unidad, fue obtenido a partir de medidas de secciones incompletas y que no fueron publicadas. Uno de los autores (MacDonald), reúne muestras de moluscos en dos localidades de la formación y lista algunas especies de bivalvos en la zona central de la Península, con lo que proponen su edad Mioceno Medio a Tardío.

- FEO-CODECIDO (1971), actúa como guía en una excursión geológica a Paraguaná, y realiza una breve reseña en donde describe estratigráficamente los sedimentos terciarios de la Península, indicando la correlación existente con las formaciones La Vela, Caujarao y Socorro en Falcón norcentral.

- MARTIN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972), estudian las tres elevaciones con rocas ígneas ubicadas en los cerros Santa Ana, Siraba-Capuana, Arajó y la Fila de Tausabana-El Rodeo, delimitando cada una de las litologías encontradas como los muestra la figura 8. Proponen que el origen de los tres cuerpos ocurrió en niveles inferiores de una corteza oceánica pacífica y llevados a su posición actual por obducción.

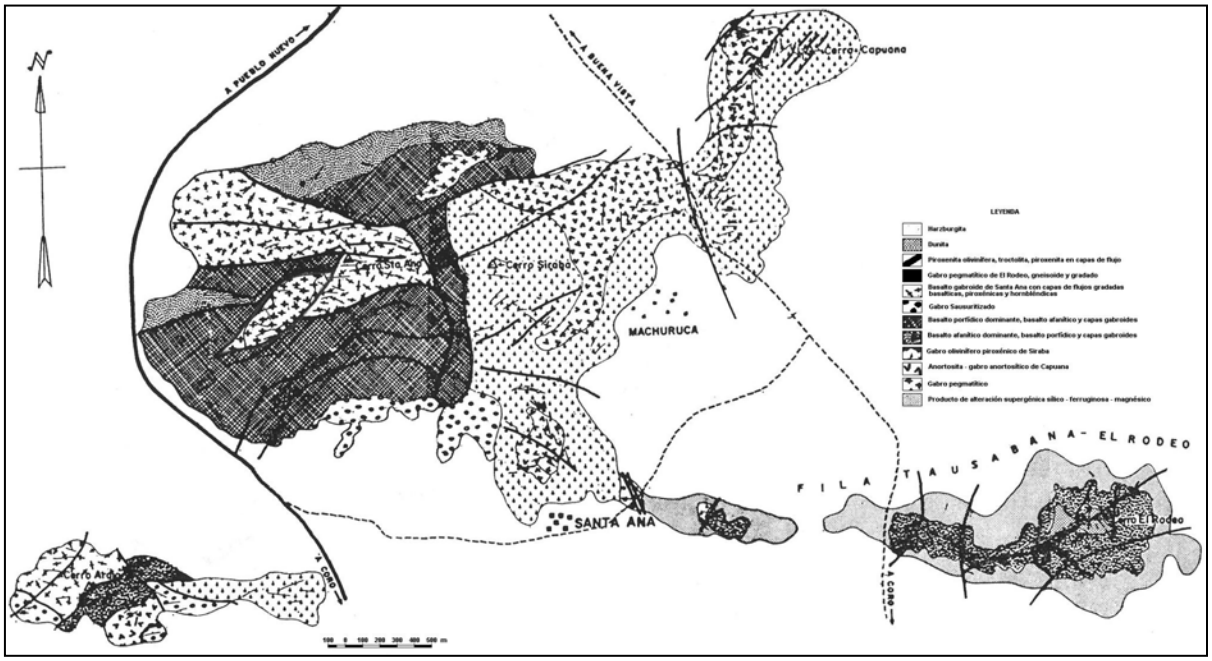


Figura 8. Mapa geológico preliminar de las rocas máficas y eltramáficas de los cerros Santa Ana, Siraba, Arajó y la fila de Tausabana-El Rodeo (MARTIN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA 1972).

- HUNTER & BARTOK (1974), describen dos horizontes bien diferenciados ricos en microfósiles que permitieron dividir la secuencia sedimentaria del Terciario en la Península. El primero, de edad Mioceno Inferior y perteneciente a la Formación Cantaure, permitió redefinir su localidad tipo. El segundo, representa el Plioceno Inferior, y conforma la lutita basal de la unidad descrita como Formación Paraguaná. Adicionalmente, denominan Conglomerado El Alto a una unidad que reconocen por encima de la Formación Paraguaná.

- SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974), mediante estudios geoquímicos y geocronológicos realizados en la zona límite entre las placas Caribe y Suramericana al norte de Venezuela, publican las edades de los basaltos y gabros presentes en el Cerro Santa Ana.

- GOODARD & PICARD (1974, 1976), en un primer estudio incluye la caracterización de la "roca de playa" asociada con las terrazas levantadas desde Cabo San Román hasta Puerto Escondido y así como las "rocas de playa" del Istmo de Los Médanos, luego estudian las costas desde Cabo San Román hasta Chichiriviche describiendo las llanuras aluvionales, playas largas y acantilados. Describen elementos como terrazas levantadas y extensas playas de arena calcárea.

- DANIELO (1976), realiza un estudio geomorfológico de la Península, dividiendo la región en unidades geomórfológicas ubicadas en una escala de tiempo relativo (Fig. 9).

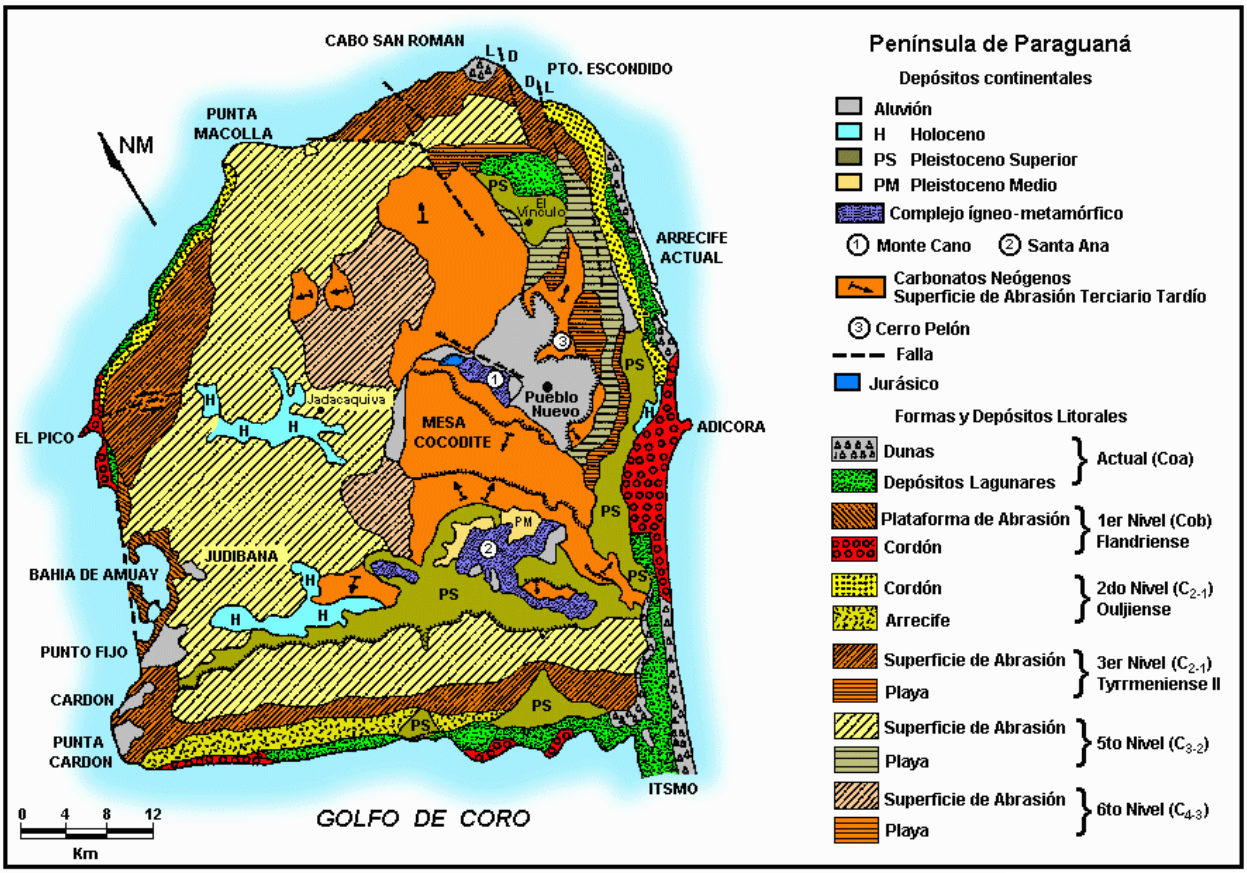


Figura 9. Mapa de las unidades cuaternarias en la Península de Paraguaná (Modificado de DANIELO 1976).

- BARTOK *et al*. (1985), estudian los cuerpos ofiolíticos de Siquisique y sus relaciones con otros cuerpos ultramáficos al norte de Venezuela. Muy brevemente señala que las rocas metasedimentarias de Pueblo Nuevo pueden dividirse en dos partes, una filita en la cual intrusiona el granito El Amparo y otra filita Jurásica que coincide con las descritas por MACDONALD (1968) como la Formación Pueblo Nuevo.

- SUBIETA & CASAIGNEAN (1988), enfocan parte de su trabajo al estudio de las características tectónicas de la Formación Pueblo Nuevo, así como también las microestructuras en ella presentes como esquistocidad, foliación y ejes de pliegues Proponen que el conjunto de rocas máficas y ultramáficas que se encuentran en los macizos de Santa Ana y Tausabana El Rodeo, pueden ser consecuencia de distintos episodios magmáticos de acuerdo a las edades radiométricas. Propone la hipótesis en relación con el contexto geológico de la Cadena Caribe.

- MISTAGE (1989) & MISTAGE *et al.* (1989), realizan un estudio geológico de los cuerpos máficos y ultramáficos cerros Arajó y El Rodeo. Incluye una gran cantidad de datos petrográficos y geoquímicos. (Fig. 10). Propone simplificar la nomenclatura propuesta por MARTIN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972).

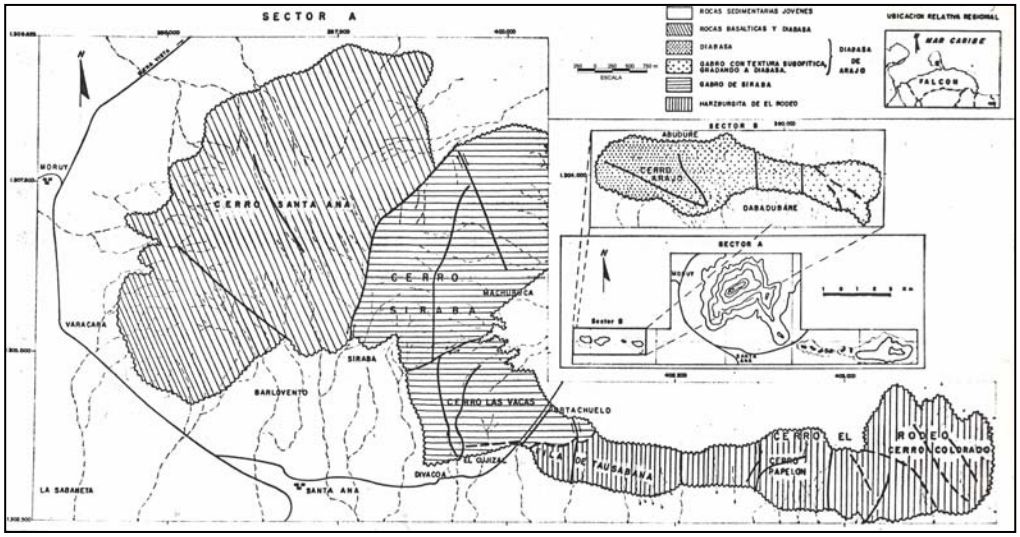


Figura10. Mapa geológico de las rocas ultramáficas de los cerros Arajó y El Rodeo. (MISTAGE 1989).

- VILLAVICENCIO (1990), elabora una guía de excursión explicativa de las principales características geográficas y geológicas de Paraguaná y de la Sierra de San Luis. Incluye los rasgos geomorfológicos que muestra el paisaje y describe detalladamente los más relevantes.

- GARCÍA (1993), realiza un estudio estratigráfico de las rocas del Neógeno en la península de Paraguaná (Fig.11), utilizando las comunidades de fósiles de foraminíferos planctónicos y reportes de nannoplancton calcáreo para establecer las unidades litoestratigráficas.

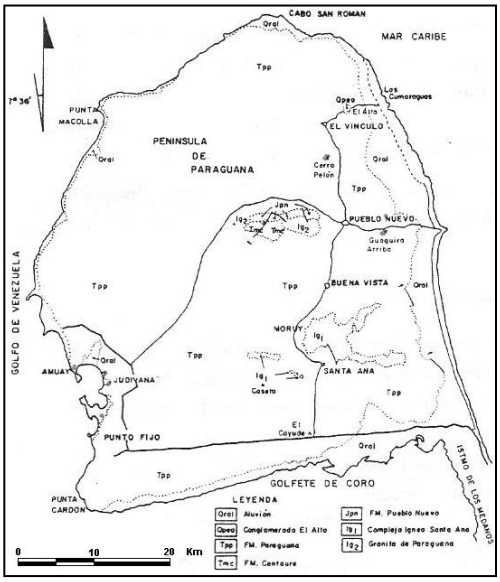


Figura 11. Mapa Geológico de la Península de Paraguaná (Tomado y modificado de GARCÍA 1996).

- AUDEMARD (1993, 1996), presenta un estudio neotectónico del estado Falcón, incluyendo la península de Paraguaná (Fig. 12). Establece la dinámica de las fallas cuaternarias y otras estructuras asociadas al sistema de placas Caribe-Suramérica.

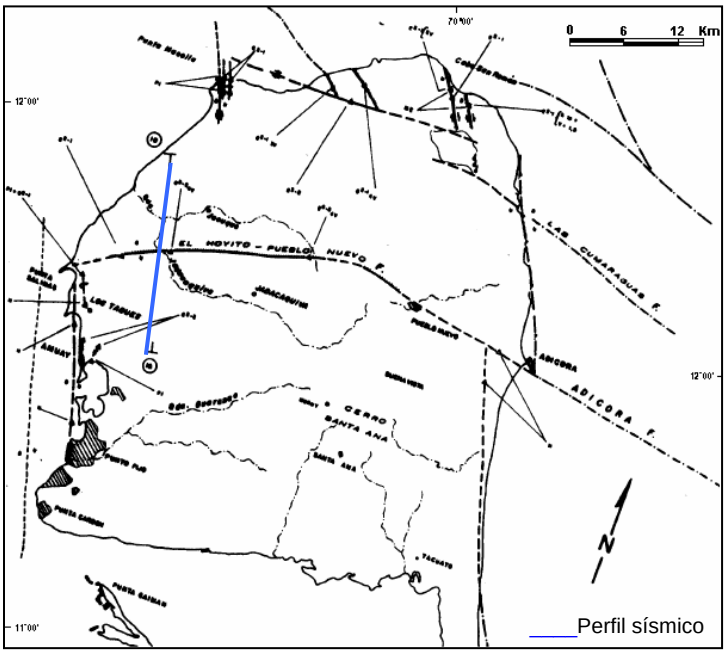


Figura 12. Mapa Neotectónico de la Península de Paraguaná (Tomado de AUDEMARD 1996).

- REY (1996), realiza una descripción de la secuencia sedimentaria aflorante en la Península e interpreta la historia sedimentaria del área dentro del marco evolutivo de la cuenca de Falcón. Reconoce dos eventos erosivos, el primero del Mioceno Medio y Tardío y el segundo del Plioceno Medio y Tardío, ambos responsables del aporte de material que constituyen las formaciones Paraguaná y el Conglomerado El Alto.

- MACMAHON (2000), evalúa los efectos de la colisión oblicua entre las placas Caribe y Suramericana mediante el estudio geoquímico de algunos cuerpos ígneos y metamórficos del norte de Venezuela. Entre estos cuerpos se encuentra la fila de Tausabana-El Rodeo, los cerros Santa Ana y Arajó.

3. GEOLOGÍA REGIONAL

De los trabajos expuestos previamente, se deriva la descripción de las unidades geológicas presentes en la Península de Paraguaná. A continuación se muestra una serie de cuadros esquemáticos que pretenden mostrar de manera resumida las características regionales más relevantes de cada una de ellas.

3.1 UNIDADES SEDIMENTARIAS

Depósitos aluvionales terrestres y marinos

AUTORES	DESCRIPCIONES	
FEO-CODECIDO (1971)	Observaciones	Arenas, dunas, salinas, fangales, coquinas, restos de moluscos.
	Edad	Pleistoceno a Holoceno.
GOODARD & PICARD (1974)	Litología	Cabo San Román-Puerto Escondido: "Roca de playa", granos de tamaño arena y grava, material terrígeno, aloquímicos y cementación por micrita. Istmo de Los Médanos: "Roca de playa" hacia el norte, con fragmentos de moluscos y escaso material terrígeno disminuyendo material calcáreo hacia el sur y aumentado el contenido de cuarzo.
	Espesor	Hasta 1 m
	Edad	Cuaternario.
DANIELO (1976)	Observaciones	Depósitos continentales y marinos clasificados geomorfológicamente.
	Edad	Desde el Cuaternario hasta el Holoceno.
GOODARD & PICARD (1976)	Observaciones	Extensas playas de arena calcárea, salinas y llanuras en la costa, desde Cabo San Román hasta Adícora.

Conglomerado El Alto

AUTORES	DESCRIPCIONES	
HUNTER & BARTOK (1974)	Localidad tipo	Cerro El Alto (Aproximadamente 4,6 km al E de El Vínculo).
	Litología	Conglomerdo no consolidado.
	Espesor	1,70 m
	Edad	Posiblemente Post-Plioceno.
	Correlación	Con la Formación Coro.
GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980)	Litología	Denomina el Conglomerado El Alto como una facies conglomerática que se encuentra suprayacente al Miembro Amuay. Posee granos de 0,5 cm de diámetro de ftanita y cuarzo y algunos bioclastos cementados por calcita.
GARCÍA (1993)	Litología	Paquete cíclico de limolitas, areniscas y delgados niveles de conglomerados de guijarros hacia la base y un espeso conglomerado fosilífero hacia el tope.
	Edad	No más antigua que Pleistoceno (guiado por BOLLI & SAUNDERS, 1985).
	Ambiente	Playero de alta energía, con influencia de corrientes en una costa acantilada. Evento de carácter local, no se encuentran en otras localidades.
REY (1996)	Litología	Base: Presencia de ciclos de limonitas, areniscas y conglomerados de guijarros. Tope: Presencia de una capa de conglomerado polimíctico, con clastos bien redondeados de cuarzo, fragmetos de roca.
	Espesor	Base: 0,7 m Tope: 1 m
	Edad	Pleistoceno (no relacionada con la Formación Paraguaná).
	Ambientes	Playero de alta energía, evidenciado por la presencia de estructuras bipolares, que lo diferencian de los depósitos aluviales que progradan hacia el mar.

Formación Paraguaná

AUTORES	DESCRIPCIONES	
RODRÍGUEZ (1968)	Edad	Mioceno Temprano a Tardío (Identificación errónea de bivalvos)
	Correlación	Las capas mas altas, las correlaciona con los miembros Cerro Verde y Cerro Negro de la Formación Cubagua, también con las formaciones La Vela, El Veral y Punta Gavilán.
	Ambientes	Hasta más de 50 m de profundidad.
FEO-CODECIDO (1971)	Correlación	Con las formaciones La Vela, Caujarao y Socorro, de Falcón. Norcentral.
	Ambientes	Secuencia transgresiva de aguas marinas poco profundas.
HUNTER & BARTOK (1974)	Localidad tipo	Guáquira Arriba (a 5 km al E de Pueblo Nuevo).
	Litología	Describen 2 miembros bien diferenciados: Miembro Amuay: Caliza algal compacta. Miembro El Hato: Secuencia bandeadas de limonitas alternanadas con finas arcilitas y limolitas ferruginosas. Se caracteriza por una lutita marina rica en foraminíferos a grada a capas más limosas.
	Espesor	Miembro Amuay: 3 m Miembro El Hato: 30 m
	Edad	Plioceno Temprano (en base a foraminíferos plantónicos).
	Correlación	De acuerdo a la microfauna encontrada, se correlaciona con la formación Cubagua en Araya y en Margarita, y con el Miembro Chiguaje de la Formación La Vela en Falcón central.
DANIELO (1976)	Litología	Calizas, margas.
	Edad	Pleistoceno.
	Observaciones	División en unidades geomorfológicas.
GARCÍA (1993)	Litología	Miembro El Hato: Intercalaciones de arcilitas y limolitas arenosas friables y fosilíferas. Miembro Amuay: Intervalo carbonático, muy fosilífero y con una influencia clástica elevada.
	Espesor	Miembro El Hato: 26, 2 m (Máx). Miembro Amuay: 12.96 (Máx).
REY (1996)	Litología	Miembro Amuay: representado por un intervalo carbonático muy fosilífero en ocasiones con influencia clástica elevada. Miembro El Hato: intercalaciones de arcilitas calcáreas y limonitas arenosas, friables y fosilíferas, con escasas areniscas.
	Espesor	Miembro Amuay: 13 m (al N de Guáquira Arriba). Miembro El Hato: 26 m (en la costa W) y 18 m (en el cerro Pelón).
	Edad	Plioceno Temprano (en base a foraminíferos plantónicos).
	Ambientes	En general, la unidad se depositó en ambientes marinos poco profundos a playeros. Específicamente: Miembro Amuay: Dominio de procesos carbonáticos. Miembro El Hato: Desde zona litoral hasta plataforma somera con bahías asociadas. Se observa un incremento en la profundidad subiendo en sección.

Formación Cantaure

AUTORES	DESCRIPCIONES	
JUNG (1965)	Localidad tipo	Se extiende hacia el S una distancia superior a los 1.500 m, desde un punto ubicado a 300 m de Casa Cantaure en la Mesa de Cocodite.
	Espesor	75 m
	Ambientes	Asociación de aguas someras tropicales, neríticas, con sustrato no uniforme, salinidad normal, aunque con alguna influencia salobre y con proximidad a la costa.
MACDONALD (1968)	Litología	Informalmente, se refiere a las "lutitas arcillosas de Punto Fijo". Describe unas lutitas arcillosas y calizas que yacen discordantemente sobre las unidades más antiguas que afloran en la Mesa de Cocodite o Fila de Monte Cano.
	Edad	Mioceno.
THOMAS & MACDONALD (1970)	Correlación	El contenido litológico como el paleontológico de la Formación Cantaure, es similar al contenido de la Formación Castilletes en la Península de La Guajira.
	Edad	Mioceno Tardío
HUNTER & BARTOK (1974)	Localidad tipo	Parte basal: quebrada Barbasco, al SSE de Casa Cantaure. Parte superior: aproximadamente a 1 km al oeste de la Casa Cantaure.
	Litología	Comienza con una brecha basal de 2 m de espesor compuesta principalmente por conchas de *Balanus* sp. y bloques de granito. La parte inferior la constituyen lutitas limosas y yesíferas con intervalos arenosos y niveles ricos en moluscos. En la parte superior comienza una intercalación de lutitas con capas delgadas de calizas algales y con moluscos, luego de las lutitas que representan la parte mas superior, se encuentra una capa de caliza cuya base marca el tope.
	Correlación	Con las formaciones Cerro Pelado y Querales de Falcón y con la Formación Jimol de la Península de la Guajira.
DÍAZ DE GAMERO (1974)	Edad	Mioceno Temprano (Basándose en asociaciones faunales de foraminíferos planctónicos).
	Correlación	Con la Formación Querales.
	Ambientes	Zona sublitoral interna, cercana a la costa, en aguas claras de salinidad normal.
GARCÍA (1993)	Litología	Alternancia de intervalos arcillosos y arenosos ricos en foraminíferos.
	Edad	Mioceno Tardío (parte terminal).
	Ambientes	Llanuras costeras con bahías relativamente abiertas.
AGUILERA (1993)	Ambientes	Encuentra especies con un rango de distribución batimétrica que abarca desde la zona litoral hasta la isóbata de 200 m en aguas tropicales y subtropicales.
REY (1996)	Litología	Base: Caliza fosilífera y arcillita. Media: Alternancia de areniscas friables masivas y arcillitas grises y una limonita arenosa friable. Ambos niveles contienen fragmentos de conchas y foraminíferos.
	Edad	Mioceno Temprano (parte terminal).
	Ambientes	Relativamente someros que abarcan desde la zona litoral hasta el límite entre la plataforma interna y externa.

Cabe destacar que la Formación Cantaure representa la unidad de rocas del Mioceno con el más rico contenido fosilífero de Venezuela. Debido a esto, han sido numerosos los trabajos realizados en esta zona con fines paleontológicos. Por ser de interés en este trabajo brindar toda la información geológica existente en Paraguaná, más adelante, en el Anexo 5, se listan los aportes de información paleontológica sobre esta unidad.

3.2 UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS

Basalto de Santa Ana

AUTORES	DESCRIPCIONES	
STAINFORTH (1969)	Edad	Probablemente Eoceno Medio. Relacionando la actividad volcánica de Paraguaná con la de Falcón.
MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972)	Localidad tipo	Cerro Santa Ana (núcleo más importante del complejo).
	Litología	Lo denominan "Complejo Subvolcánico Toleítico Estratificado de Santa Ana", con 3 facies texturales: basalto gabroide en la parte inferior, basalto porfídico en la parte central y basalto afanítico en la parte superior. Esta compuesta de cristales de piroxeno diopsídico y de plagioclasa intermedia a calcica sausuritizada, embebidos en una matriz plagioclásica seudo-isotrópa.
	Edad	Eoceno - Oligoceno (lapso en el que probablemente fueron emplazados).
	Observaciones	Presenta capas de flujo gradadas y estratificadas.
SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974)	Edad	Por el método K/Ar 118 ± 10, 120 ± 11 y 129 ± 14 Ma en gabro y 63 ± 4 Ma en andesita. (Entre Cretácico Temprano a Tardío).
	Correlación	Mediante datos geoquímicos, con las secuencias toleíticas de las islas Los Monjes, Curazao, Aruba y Gran Roque.
MISTAGE (1989) & MISTAGE *et al*. (1989)	Litología	Complejo ofiolítico redefinido como Complejo de Santa Ana
	Observaciones	Cambia el nombre a Complejo de Santa Ana y define 3 unidades: Harzburgita de El Rodeo (en la parte inferior). Gabro de Siraba (suprayacente a la anterior). Diabasa de Arajó (rocas gabroides que gradan a diabasas).

Diabasa de Arajó

AUTORES	DESCRIPCIONES	
DICKEY (1932)	Litología	Diabasa de grano fino a medio de color gris a negro.
	Observaciones	La diabasa grada a gabro de igual composición pero diferente textura y granulometría.
MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972)	Litología	Divide la zona del Cerro Arajó con algunas de las unidades encontradas en el Cerro Santa Ana. Incluye diabasa, gabro sausuritizado, basalto gabroide, basalto porfídico, gabro olivinífero y gabro anortosítico.
MISTAGE (1989) & MISTAGE *et al*. (1989)	Localidad tipo	En el extremo oeste del Cerro Arajó. A media distancia entre los poblados Moruy y Judibana (carácter ofítico más marcado).
	Litología	Roca de composición gabroide, constituido principalmente por plagioclasa, augita diopsídica y magnetita como mineral accesorio.
	Observaciones	Presenta un paso gradual de gabro a diabasa en sentido E-O.

Gabro de Capuana

AUTORES	DESCRIPCIONES	
DICKEY (1932)	Litología	Gabro olivinífero en las estribaciones noreste y serpentinita en la fila Tausabana-El Rodeo.
MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972)	Localidad tipo	En el Cerro Siraba, abarca el Cerro Las Vacas (al N de Santa Ana) hasta el SE del Cerro Santa Ana
	Litología	Lo denominan "Gabro zonado olivinífero.anortosítico de Siraba-Capuana"
	Correlación	Lo comparan con los gabros alpinos de Canyon Mountain y Line (USA).
	Observaciones	Se encuentra intrusionando al "Complejo ultramáfico zonado en arreglo concéntrico de Tausabana-El Rodeo"
SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974)	Edad	Cretácico. Determinada con dataciones radimétricas por el método K/Ar en roca total (118 ± 10 Ma a 120 ± 11 Ma).
	Correlación	Con los gabros de Gran Roque, Curazao y Los Monjes.
MISTAGE (1989), MISTAGE *et al*. (1989)	Litología	Lo denomina Gabro de Siraba. Constituido fundamentalmente por gabro, con intrusiones de diques de gabro olivinífero piroxénico y un contenido de anortosita
	Observaciones	En el área de contacto con la Harzburgita de El Rodeo presenta un carácter de gneis milonítico. Al sur del cerro se observan niveles anortosíticos sausuritizados, en contacto abrupto con el gabro.

Ultramáficas de El Rodeo

AUTORES	DESCRIPCIONES	
MÉNDEZ (1960)	Litología	Peridotita serpentinizada, cuyos productos de segregación incluyen dunita serpentinizada y mineralizada, norita diabásica, perknitas y anortositas.
	Obsevaciones	Depósito de cromita en el flanco sur del Cerro El Rodeo.
MARTÍN BELLIZZIA (1960)	Litología	Peridotita mineralizada y serpentinizada (localmente dunita). Constituye el remanente erosional del núcleo intrusivo ultrabásico en el Cerro El Rodeo.
FEO-CODECIDO (1971)	Litología	Serpentinita amiantífera en el flanco sur del Cerro El Rodeo. El amianto se presenta a lo largo de los planos de falla.
MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972)	Litología	Lo denominan "Complejo ultramáfico zonado en arreglo concéntrico de Tausabana-El Rodeo", incluye (del centro a la periferia): dunita con boudines o lentes truncados de cromita, harzburgita-lherzolita, piroxenita olivinífera y una intrusión marginal del gabro piroxénico hornbléndico. Posee capas de flujo gradadas con texturas reliquia de cumulus e intercumulus, no deformadas.
	Correlaciones regionales	En Venezuela lo comparan con los complejos de Chacao, Cerro Pelón, Los Monjes, La Orchila, Loma de Hierro, Macanao, Cabo Tres Puntas, La Bimba, Siquisique, San Quintín y Tinaquillo.
	Observaciones	Señalan su semejanza con cuerpos similares en los Urales, Alaska suroriental, Nueva Calcedonia, Chipre, Aruba y en las Cascadas (USA).
SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974)	Edad	Cretácico. Considerándolo contemporáneo con el Gabro de Capuana.
MISTAGE (1989) & MISTAGE *et al*. (1989)	Localidad tipo	Al este del Cerro El Rodeo.
	Litología	Lo denomina Harzburgita de El Rodeo, constituida principalmente por harzburgita serpentinizada, con pequeños lentes de dunita y gabro de diferente composición y piroxenita.

Filita de Pueblo Nuevo

AUTORES	DESCRIPCIONES	
DICKEY (1932)	Litología	Filita y cuarcita con algunos niveles carbonáticos (mármol).
	Edad	Cretácico
KEHRER (1937)	Observaciones	Menciona brevemente a unas calizas cretáceas que considera equivalentes a la calizas de La Luna-Cogollo
	Edad	Cretácico (basándose en un amonite Cretácico típico, sin identificarlo)
MACDONALD (1968)	Localidad tipo	Mesa de Cocodite, a 3 o 4 km al O de Pueblo Nuevo
	Litología	Filita limolítica, arcilita, meta-arenisca conglomerática, cuarcita feldespática y mármol. Hacia la base predomina mármol gris con lentes en la filita y hacia el tope predomina la metarenisca feldespática intercalada con conglomerado de guijarros de cuarzo. También se encuentran capas de ftanita recristalizada.
	Espesor	Aproximadamente 3.500 m
	Edad	Jurásico Tardío
	Correlación	Es aproximadamente contemporánea con la lutita de Jipi del Grupo Cocinas del Jurásico Superior en la Península de La Guajira.
	Observaciones	Se encuentra intrusionado por la Metagranodiorita de El Amparo. Presencia de diques de pórfido hornbléndico y cuarzo feldespático. Existe evidencia de un metamorfismo regional de bajo grado, con desarrollo de esquistosidad (facies de los esquistos verdes).
FEO-CODECIDO (1971)	Litología	Estratos marinos levemente metamorfizados constituidos de pizarra, cuarcita y mármol.
	Espesor	1.400 m
	Edad	Jurásico – Cretácico

Metagranodiorita de El Amparo

AUTORES	DESCRIPCIONES	
DICKEY (1932)	Litología	Posee composición y granulometría variada: cuarzo, plagiocla, ortosa y microclino.
	Observaciones	Está cortada por diques de aplita y pegmatita.
MACDONALD (1968)	Localidad tipo	Quebrada El Amparo, 5 km al SO de Pueblo Nuevo
	Litología	Cuerpo intrusivo de granito hornbléndico biotítico, cataclástico levemente sausuritizado, esta rodeado de una zona de metamorfismo de contacto
	Edad	Cretácica
MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1968)	Litología	Lo clasifica como Metagranodiorita. También se refiere a unos diques basálticos intrusivos en el plutón
RODRÍGUEZ (1969)	Litología	Granito de grano grueso, con hornblenda, biotita y epidoto. Contiene además microclino, plagioclasa y cuarzo, y accesorios como apatito, esfena, zircón y granate. Describe zonas gnéisicas que conforman el borde del contacto. Describe la presencia de grafito.
FEO-CODECIDO (1971)	Localidad tipo	Al oeste de Pueblo Nuevo, en la Mesa de Cocodite
	Litología	Roca granítica de grano fino a medio, biotítica, hornbléndica. Diques ácidos y básicos (aplíticos, pegmatíticos, andesíticos, graníticos y riolíticos). Posee titanita accesoria, vetas de epidoto y de cuarzo.
	Edad	Pérmico Temprano (U/Pb = 262 a 265 Ma)
	Observaciones	Se relaciona petrográficamente con intrusiones expuestas en el Macizo de El Baúl, Isla de Toas, levantamiento de El Palmar y Península de La Guajira, cuyas edades oscilan alrededor del Paleozoico Superior.

4. GEOLOGÍA LOCAL

Sobre todo el territorio de Paraguaná ha quedado registrados episodios geológicos que le han dado a la Península su morfología actual. Estos episodios abarcan el espacio de tiempo geológico comprendido entre el Pérmico y el Holoceno. Toda esta litología ha sido caracterizada a nivel regional por los autores citados anteriormente, a continuación se presenta de manera esquemática los aspectos geológicos más relevantes de estudios realizados localmente, en cuyos resultados se agregan características encontradas en la etapa de campo de este trabajo.

Estudios realizados por DANIELO (1976), han logrado definir sobre las unidades litológicas existentes en la Península distintas unidades geomorfológicas. Estas unidades, resultado de la interacción entre la litología y las diferentes condiciones geodinámicas y ambientales presentes en la zona, forman parte de la descripción de las nuevas unidades geológico-geomorfológicas descritas en este trabajo.

Para la nomenclatura de las unidades sedimentarias, se tomó en cuenta la caracterización de índole geomorfológico hecha por DANIELO (1976). Quedando estas unidades geomorfológicas como subunidades pertenecientes a unidades principales descritas formalmente.

En el caso de la nomenclatura de las unidades litodémicas ígneo-metamórficas, se emplean nombres utilizados en los trabajos previos y otros nuevos nombres propuestos por los autores, siguiendo las normas internacionales para este tipo de unidades. Para ello se tomó en cuenta el contenido litológico más relevante presente en cada una de las unidades. En otros casos se sigue la nomenclatura formal existente en el CVET (2000).

Antes de mostrar la distribución cartográfica de las rocas que afloran en la zona de estudio, se mencionan a continuación, en orden estratigráfico ascendente, todas las unidades litológicas que van a constituir las hojas geológico-estructurales que abarcan toda la Península. Más adelante se describen con detalle todos los aspectos geológicos que caracterizan a cada una de las unidades.

LEYENDA

UNIDADES SEDIMENTARIAS

Cuaternario – Holoceno

Planicie de desborde

Qh1 Aluvión fluvial

Planicie litoral marina

Qh2 Dunas

Qh3 Albúferas

Qh4 Marismas

Qh5 Cordones – Playas (II)

Cuaternario – Pleistoceno

Planicie de explayamiento

Qp1 Explayamiento terminal

Piedemonte

Qp2 Abanico de explayamiento

Qp3 Rampa coluvial

Qp4 Rampa de explayamiento

Qp5 Rampa de explayamiento mod. disectada (III)

Planicie litoral marina

Qp6 Cordones – Playas (VI)

Qp7 Terraza (X)

Qp8 Terraza moderadamente disectada (X)

Qpea Conglomerado El Alto

Terciario

Formación Paraguaná (Plioceno Temprano)

Planicie litoral marina

Tpp1 Arrecife (VI)

Bajos de ablación

Tpp2 Superficie de ablación marina de calizas

Tpp3a Relieve de cuesta de calizas (IV)

Tpp3b Relieve de cuesta de calizas (VI)

Tpp4a Bajos de ablación de calizas (IV)

Tpp4b Bajos de ablación de calizas (VI)

Tpp5 Bajos de ablación de margas

Tpp6 Relieve de cuesta de calizas

Tpp7 Relieve de cuesta de margas

Tpp8 Rampa de denudación de margas

Tpp9 Rampa de denudación de lutitas

Tpp10 Rampa de denudación de margas con coluviación

Tpp11 Rampa de denudación de lutitas con coluviación

Altiplanicie

Tpp12 Altiplanicie de calizas

Colinas

Tpp13 Colinas de calizas

Tpp14 Colinas bajas de calizas en forma de loma

Formación Cantaure (Mioceno Temprano)

Bajos de ablación

Tmca Relieve de cuesta

Tmca1 Rocas conglomeráticas (MACDONALD 1976)

Tmca2 "Lutita de Cocodite" (CREOLE 1968)

UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS

Unidades de litosfera oceánica

Cretácico

Ksa Basalto de Santa Ana

Ksa2 Basalto porfídico

Ksa1 Basalto afanítico

Ka Diabasa de Arajó

Kc Gabro de Capuana

Kc5 Gabro sausuritizado

Kc4 Gabro pegmatítico gnéisico

Kc3 Gabro pegmatítico

Kc2 Leucogabro

Kc1 Gabro olivinífero-piroxénico de Siraba

Ker Ultramáficas de El Rodeo

Ker1 Dunita

Ker2 Ultramáficas de El Rodeo con alteración sílico-ferruginosa-magnesiana

Unidades de corteza continental

Jurásico Tardío

Jpn Filita de Pueblo Nuevo

Jpnc Metarenita conglomerática

Cuarcita

Metaconglomerado

Mármol

Pérmico

Pea Metagranodiorita de El Amparo.

4.1 UNIDADES SEDIMENTARIAS

La secuencia estratigráfica de Paraguaná consiste en líneas generales de una serie de terrazas del Terciario Superior de muy bajo buzamiento, con poca deformación y que cubre casi la totalidad de la Península. Suprayacente a estas litologías se encuentra una variada cantidad de sedimentos holocenos, distribuidos a los largo de la periferia de la Península.

Hacia la Mesa de Cocodite, al oeste de Pueblo, aflora una secuencia Miocena de areniscas con un alto contenido fosilífero. Todas estas secuencias poseen rasgos geomorfológicos distintivos descritos detalladamente.

4.1.1 Depósitos aluvionales terrestres y marinos (Cuaternario-Holoceno)

Las unidades Holocenas de la Península de Paraguaná, se describen a continuación, siguiendo fundamentalmente los estudios realizados por DANIELO (1976), en donde las unidades sedimentarias se clasificaron de acuerdo a un criterio geomorfológico (Anexos 65-67).

4.1.1.1. Aluvión Fluvial (Qh1)

Ubicación geográfica:

Se encuentran ubicadas principalmente en dos zonas, ambas hacia el lado oeste de la Península. La primera ubicada más hacia el norte, se encuentra al sur de la falla de Pueblo Nuevo (hoja 6151-I); la segunda ubicada más hacia el sur, se encuentra al noreste de Punto Fijo y al norte del Escarpe de Cunacho (Hoja 6151-II).

Otra zona clasificada como aluvión fluvial, con una extensión más pequeña que las anteriores, puede ser observada hacia el sureste del Cerro Arajó, al norte del Escarpe de Cunacho (Hoja 6251-III). Estas zonas, son claramente apreciables en la imagen del satélite LANDSAT 7 (006/052), como zonas de color violeta claro (Fig.13), correspondientes a zonas desborde de algunos de los principales ríos.

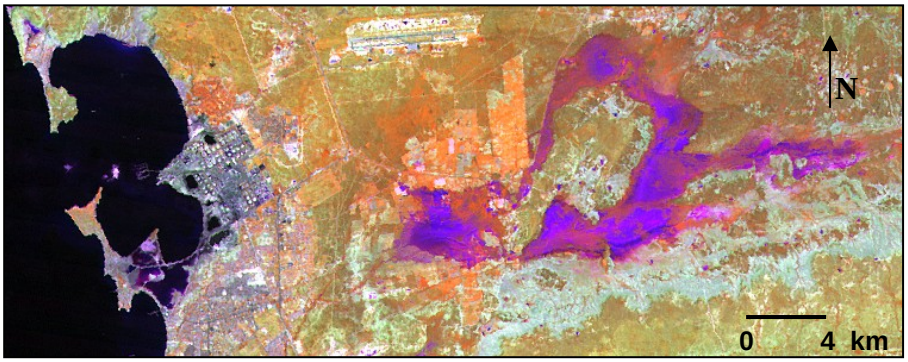


Figura 13. Aluvion fluvial (colores rojo-morado) ubicado al este de la Bahía de Amuay. Tomado de la imagen del satélite LANDSAT 7 (006/052).

Descripción litológica y datos de campo:

Está constituida por un material detrítico transportado y depositado por la dinámica fluvial. Según la distribución espacial de los aluviones se puede hacer la distinción entre:

- **Aportes longitudinales:** los cuales provienen directamente de los ejes de transporte o de alimentación principales, sea por ruptura de diques, por salida puntual del lecho fluvial o por desbordamiento generalizado.

- **Aportes laterales:** los cuales corresponden a depósitos de origen local y de procedencia lateral, acumulados en la franja intermedia que hace la transición entre las vertientes y el fondo de un valle.

Contactos:

El aluvión fluvial ubicado al sur de la falla de Pueblo Nuevo, se encuentra hacia el norte en contacto con la unidad de Bajos de ablación de calizas (VI) (Tpp4b), hacia el sur con la unidad de Bajos de ablación de margas (Tpp5) hacia el oeste con la unidad de Bajos de Ablación de Calizas (IV) (Tpp4a) y hacia el este con la unidad de Rampa de explayamiento moderadamente disectada (Qp5).

Hacia el noreste de Punto Fijo, el segundo aluvión fluvial, está en contacto hacia el oeste con la unidad de Bajos de ablación de calizas (VI) (Tpp4b), hacia el este con la unidad de Bajos de ablación de margas (Tpp5), y con la unidad de Rampa de denudación de margas (Tpp8) hacia el

sur; esta unidad se encuentra rodeando una zona clasificada como Altiplanicie de calizas (Tpp12).

El aluvión fluvial más pequeño que se encuentra al sureste de Punto Fijo, se encuentra en contacto hacia el norte con la unidad de Rampa coluvial (Qp3), hacia el sur con la unidad de Rampa de denudación de margas (Tpp8) y hacia el oeste, con la unidad de Bajos de ablación de margas (Tpp5).

4.1.1.2. Dunas (Qh2)

Ubicación geográfica:

Los principales cuerpos de dunas observados en Paraguaná, están principalmente dispuestos a lo largo de la parte norte la costa este de la Península. También se observan en gran parte de la zona que abarca el Istmo de Los Médanos de Coro, un poco más al sur.

Los cuerpos de dunas que se muestran en la figura 14, son de considerable extensión y están localizados hacia el oeste de Cabo San Román (Hojas 6251-IV, 6252-III, 6152-I y 6252 IV). Asimismo, pueden apreciarse algunas dunas hacia el noreste de Punta Macolla, en Punta Infierno (Hoja 6152-II).



Figura 14. Dunas al oeste de Cabo San Román.

Otros cuerpos de dunas pueden ser observados a las orillas de las salinas principales, como lo es caso de las orillas de la Salina de Bajarigua, al norte del poblado de El Vínculo (Hoja 6252-III). También se observan pequeñas extensiones cubiertas de dunas hacia la costa sur de la Península principalmente al sureste de Punta Cardón (Hoja 6150-I).

Descripción litológica y datos de campo:

Las dunas son montículos, colinas, lomas, caballetes o elevaciones constituidas por un material tamaño arena acumulada por el viento en medios costeros o áridos. También pueden estar cubiertas en algunos casos por vegetación.

Contactos:

Los cuerpos de dunas que se encuentran a lo largo de la costa este de la Península, entran en contacto en la mayoría de los casos en su flanco oeste con la unidad de Albúferas (Qh3). En el caso de los cuerpos de dunas que se encuentran hacia el sur, dentro del Istmo de los Médanos de Coro, se encuentran en contacto con la unidad de Marismas (Qh4).

Los cuerpos de dunas ubicados hacia el oeste de Cabo San Román (Fig.14), se encuentran en contacto hacia su flanco sur con la unidad de Bajos de ablación de calizas (VI) (Tpp4b), al igual que las dunas ubicadas en Punta Infierno.

Las dunas de la periferia de la Salina de Bajarigua (Fig. 15), entran en contacto hacia la parte sur con la unidad de Marismas (Qh4), hacia la zona este con la unidad de Terraza (X) (Qp7) y hacia el norte con la unidad Bajos de ablación de calizas (VI) (Tpp4b).

4.1.1.3. Albuferas (Qh3)

Ubicación geográfica:

A lo largo de la mayor parte de la costa este, se encuentra una gran cantidad de salinas, alineadas casi paralelamente con la línea de costa. Entre las más importantes se pueden mencionar las salinas de Los Cubitos, Ciénaga Negra, Honda de Barabara, El Supí, entre otras (Hojas 6251-III, 6251-IV, 6252-III).

En la salina de Las Cumaraguas, se lleva a cabo una importante explotación de sal en períodos de sequía (Hoja 6252-III). La invasión del agua de mar hacia esta salina, ocurre a través de varios canales estrechos que, en algunos casos, son construidos por el hombre.

En la Península de Paraguaná la albufera más notable es la salina de Bajarigua (Fig. 15) y se caracteriza por su gran extensión. Se encuentra ubicada hacia el norte, entre la población de El Vínculo y el Cabo San Román (Hoja 6252-III).



Figura 15. Salina de Bajarigua.

Otros cuerpos de agua salobre pueden ser observados hacia la costa sur de la Península en su extremo este, donde se encuentran las salinas de Prudencio y de San Antonio, algunas invadidas por manglares (Hoja 6251-III).

Descripción litológica y datos de campo:

Las albuferas son lagunas de agua generalmente salobre ubicadas en las cercanías del mar. Es común encontrar barras o cordones litorales separándolas del mar. Los tipos de sedimentos que se almacenan en las albuferas son de grano fino, tamaño limo Las salinas son depósitos de sal que se precipitan por la evaporación del agua de mar que se infiltra en el subsuelo poco compactado. El agua marina, salada, aflora o emana y se evapora, quedando en la superficie la sal en forma de grandes cristales de halita.

Contactos:

A las orillas de la Salina de Bajarigua (Fig. 15), se puede observar el material arenoso que conforman pequeñas dunas, en algunos casos este material se encuentra impregnado de agua, lo que hace que se vuelva pantanoso en las cercanías del lago.

Las albuferas de la costa este de la Península, se encuentran en la mayoría de los casos en contacto con la unidad de Dunas (Qh2) hacia su flanco este, y con la unidad de Cordones-Playas (II) (Qh5) hacia su flanco oeste. En otros casos se observa que los contactos del flanco oeste de las salinas, se relacionan con la unidad de Relieve de cuesta de calizas (VI) (Tpp3b) y con los dos grandes abanicos aluviales que conforman la unidad de Explayamiento terminal (Qp1) al igual que las albuferas del lado este de la costa sur.

4.1.1.4. Marismas (Qh4)

Ubicación geográfica:

Esta unidad puede ser observada en una zona ubicada entre las dunas y las salinas que se encuentran a lo largo del Istmo de Los Médanos de Coro (Fig. 16) cerca de la zona donde éste se une a la Península (Hoja 6251-III).

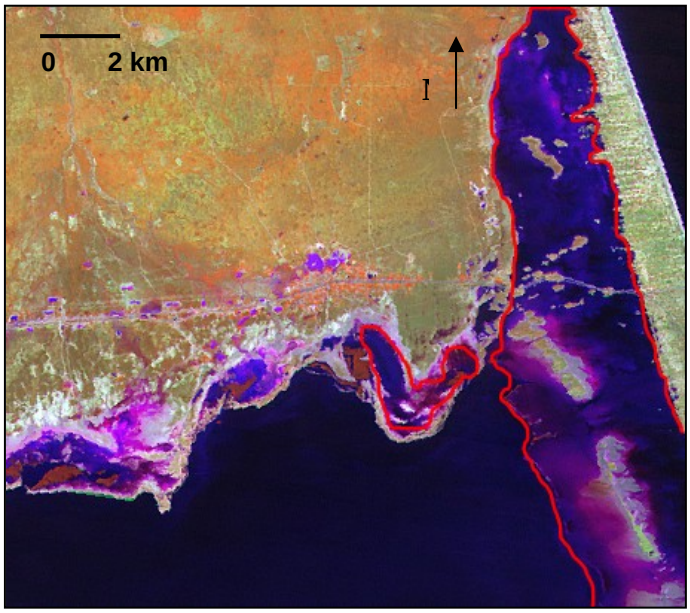


Figura 16. Marismas. Tomado y modificado de la imagen del satélite LANDSAT 7 (006/052).

Descripción litológica y datos de campo:

Las marismas son formas litorales representadas por terrenos bajos pantanosos y frecuentemente inundables por las mareas. Dentro de los tipos de marismas, se pueden diferenciar las marismas "schorre", que son inundables excepcionalmente, principalmente por las mareas vivas y cubiertas generalmente por una vegetación herbácea; y las "slikke", inundables con mayor frecuencia. En la mayoría de los casos corresponde al manglar. Siendo éstas el tipo de marismas que se están presentes en la Península.

Contactos

Las marismas que se encuentran a lo largo del Istmo de Los Médanos de Coro (Fig. 16), se encuentran en contacto hacia su flanco este con la unidad de Dunas (Qh2), mientras que hacia su flanco oeste, entra en contacto con la unidad de Albuferas (Qh3), entre las que se encuentra la Salina de El Palo. La pequeña marisma de la costa sur de la Península también está en contacto en su flanco norte con la unidad de Albuferas (Qh3).

4.1.1.5. Cordones – Playas (II) (Qh5)

Ubicación geográfica:

El principal cordón presente en Paraguaná se encuentra a lo largo de la costa este de la Península. Este cordón abarca una gran distancia desde el sur en el Istmo de Los Médanos de Coro, hasta el norte de Adícora, es uniformemente estrecho hasta engrosarse un poco hacia el norte Este cordón se encuentra cubriendo gran parte de la falla que ha sido cartografiada y denominada Falla de Los Médanos de Coro por AUDEMARD (1993) (Hojas 6251-III, 6251-IV).

A lo largo de la costa oeste de la Península también se puede observar la presencia de cordones litorales de gran extensión, como lo es el caso del cordón que va desde Punta Los Taques al sur hasta Punta Salinas en la Bahía de El Pico al norte (Hoja 6151-III, 6151-IV). Siguiendo la costa, al norte de Los Taques existe un cordón litoral que se extiende hasta llegar a Punta Macolla y detrás del cual se desarrolla un gran número de albúferas, como los que se observan en la figura 17 (Hojas 6151-I, 6152-II).



Figura 17. Cordones – Playas (II) (Qh5) de la costa occidental.

Hacia el extremo suroeste de la costa sur, cerca de Punta Cardón, se encuentra un cordón de menor extensión que los mencionados anteriormente. En la mayoría de los casos, los cordones o playas tienden disponerse paralelamente a la línea de costa y a pesar de abarcar grandes extensiones, su anchura es relativamente angosta.

Descripción litológica y datos de campo:

Los cordones o playas son acumulaciones litorales, de materiales más gruesos que el limo. Estos materiales son depositados bajo los efectos combinados del oleaje, de las mareas y de las corrientes marinas y constituyen la parte más elevada de una playa; abarcando entre el límite de pleamar hasta la zona de dunas.

En varios tramos de la costa que reciben sedimentos de arcilla y limos se desarrollan llanuras fango-costeras, superficies lodosas dispuestas a lo largo del litoral. Por otra parte existen llanuras de marea que están presentes donde la costa tiene una suave pendiente, hay disponibilidad de sedimentos y la acción de las olas no es fuerte. Los depósitos cementados varían de norte a sur (GOODARD & PICARD, 1976), el contenido de fragmentos de moluscos disminuye a medida que el porcentaje de granos de cuarzo aumenta.

Las pendientes de las playas son muy suaves. Es muy frecuente observar a los cordones presentes en la Península, formando barreras continuas, que en la mayoría de los casos se

encuentran aislando a una albufera. Todos estos cordones se formadon en durante el Holoceno, originados durante eventos de transgresivos o períodos interglaciales (II).

Contactos:

El cordón de la costa este, se encuentra aislando una gran cantidad de albuferas que se encuentran hacia este lado de la Península, como se mencionó anteriormente dispuestas como barreras que impiden la conexión entre las salinas y el mar. En algunos casos se encuentra en contacto con la unidad de Explayamiento terminal (Qp1) de esta zona.

Los cordones de la costa oeste, se encuentran en contacto en algunos casos con las albuferas que se encuentran hacia su flanco oeste, y en otros casos se encuentran en contacto con la unidad de Dunas (Qh2) de menor tamaño. Más hacia el norte entran en contacto con la unidad de Bajos de ablación de calizas (VI) (Tpp4b).

El pequeño cordón de la costa sur, se encuentra en contacto con la unidad de Arrecife (VI) (Tpp1) hacia su flanco norte y con la unidad de Dunas (Qh2) hacia su flanco sur. Su extremo oeste entra en contacto con la unidad de Relieve de cuesta de calizas (IV) (Tpp3a) y su extremo este entra en contacto con la unidad de Abuferas (Qh3).

4.1.2 Depósitos aluvionales terrestres y marinos (Cuaternario-Pleistoceno)

Las unidades Pleistocenas presentes en la Península de Paraguaná, se describen brevemente a continuación, tomando en consideración los aspectos más importantes establecidos por DANIELO (1976), quien clasificó las unidades sedimentarias siguiendo un criterio de tipo geomorfológico. (Anexos 65-67).

4.1.2.1. Explayamiento terminal (Qp1)

Ubicación geográfica:

Existen actualmente tres grandes explayamientos dentro de Paraguaná, dos de ellos fácilmente apreciables con la ayuda de la imagen del satélite LANDSAT 7 (006/052). Estos

explayamientos se encuentran cerca de la costa sur de la Península (Fig. 18), el más amplio se encuentra al este y representa el explayamiento que se forma con el aporte de sedimentos transportados por la Quebrada El Rodeo. El segundo, se encuentra hacia el este y corresponde al explayamiento formado por la Quebrada El Cayude (Hoja 6251-III).

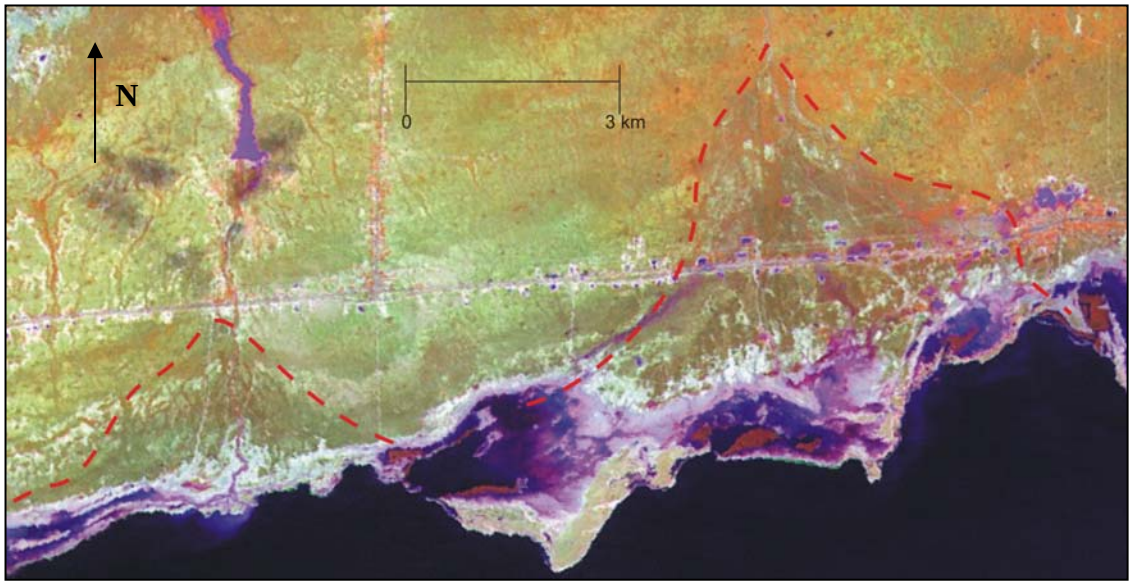


Figura 18. Explayamiento terminal. Tomado y modificado de la imagen del satélite LANDSAT 7 (006/052)

El tercer explayamiento se encuentra cerca de la costa este de la Península, ocupando una gruesa franja desde el oeste de Adícora hasta las salinas de Tura, pasando por el poblado de Baraived (Hojas 6251-III, 6251-IV y 6252-III).

Descripción litológica y datos de campo:

Generalmente, los explayamientos están localizados en la parte terminal de una planicie aluvial, y presentan forma de abanico, en el cual el río pierde su individualidad originando el derrame en napa de las aguas fluviales; son frecuentes los sistemas de canales anastomosados y su génesis está relacionada generalmente con un represamiento de las aguas fluviales por otro cuerpo de agua poco profundo.

Contactos:

Los dos grandes explayamientos de la zona sur de Paraguaná, se encuentran dentro de las unidades de Relieve de cuesta de calizas (IV) y (VI) (Tpp3a) y (Tpp3b). Hacia su extremo sur, ambos explayamientos entran en contacto con la unidad de Albuferas (Qh3).

El explayamiento que se encuentra al este (Fig. 18), entra en contacto con las unidades de Cordones – Playas (II) (Qh5) y Albuferas (Qh3) hacia su flanco este; mientras que hacia su flanco oeste, esta en contacto con la unidades de Rampa coluvial (Qp3), Relieve de cuesta de calizas (Tpp6) y Rampa de denudación de margas (Tpp8), en una pequeña zona entra en contacto con la unidad de Relieve de cuesta de margas (Tpp7).

4.1.2.2. Abanico de explayamiento (Qp2)

Ubicación geográfica:

Se encuentran alrededor de los cerros Santa Ana, Siraba (Hojas 6251-III, 6251-IV). En la figura 19, se muestra como estos sedimentos ocupan las zonas al pie de estas elevaciones topográficas y están constituidas por material descargado violentamente proveniente de estos cerros. En la mayoría de los casos estos abanicos no ocupan una gran extensión geográfica, siendo de menor tamaño que los explayamientos hacia la costa sur.

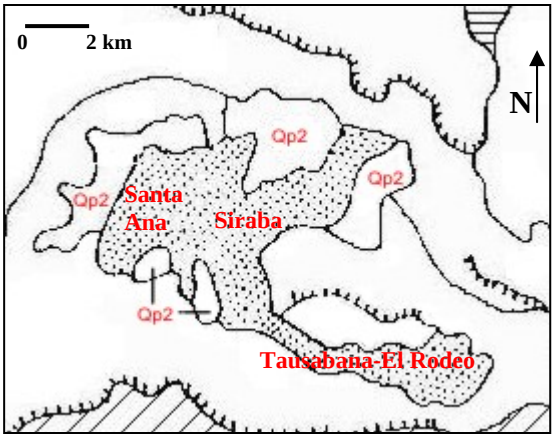


Figura 19. Abanico de explayamiento (Tomado y modificado de DANIELO 1976)

Descripción litológica y datos de campo:

Los abanicos de explayamiento son formas de acumulación forzada, similar a los conos de deyección, pero entre ellos existen diferencias como la topografía menos inclinada y su forma más abierta y menos abombada, la pendiente longitudinal es menor, estando en el orden de 1 a 4%; el material que los constituye es heterogéneo, sin embargo a nivel de cantos la selección es un poco mayor.

Contactos:

Por encontrarse al pie de los cerros Santa Ana y Siraba (Fig. 19), esta unidad está en contacto con casi todos las unidades que comprenden un contenido litológico de tipo màfico-ultramáfico como lo son Basalto de Santa Ana (Ksa), Basalto afanítico (Ksa1), Gabro olivinífero-piroxénico de Siraba (Kc1), Gabro anortosítico (Kc2), Gabro sausuritizado (Kc5), Ultramaficas de El Rodeo (Ker), entre otras.

4.1.2.3. Rampa coluvial (Qp3)

Ubicación geográfica

Las rampas coluviales presentes en Paraguaná se encuentran a partir de la parte media de la Península y hacia el este. Son numerosas, de poca extensión y es común observarlas en los pies de las elevaciones más prominentes de la zona. Hacia el flanco norte del Cerro Arajó, como se ve en la figura 20 (Hoja 6151-II), en los flancos norte y oeste del Cerro Santa Ana (Hojas 6251-III, 6251-IV) y otras que se encuentran hacia el noroeste de El Vínculo (Hoja 6252-III), al noroeste y suroeste de Baraived (Hoja 6251-IV).



Figura 20. Rampa coluvial (Qp3) del flanco norte del Cerro Arajó.

Descripción litológica y datos de campo:

Este tipo de rampas representan el tipo de que se forman por la acumulación de sedimentos. El material que las constituye es detrítico provenientes directamente de las vertientes dominantes cercanas, principalmente de los cerros Santa Ana y Arajó, por efectos del escurrimiento superficial.

Contactos:

Por lo general, las rampas coluviales están en contacto con las unidades de rocas máficas-ultramáficas presentes en los cerros Arajó y Santa Ana, por encontrarse al pie de dichas elevaciones.

Otras unidades con las cuales entran en contacto discordantes estas rampas son la unidad de Bajos de ablación de margas (Tpp5), la unidad de Relieve de cuesta de margas (Tpp7) y con la unidad de Altiplanicie de calizas.

4.1.2.4. Rampa de explayamiento (Qp4)

Ubicación geográfica: Puede ser observada principalmente en la zona noreste de la Península, específicamente entre el poblado de El Vínculo y la salina de Bajarigua (Hojas 6152-II, 6252-III).

Descripción litológica y datos de campo:

Este tipo de rampa está formada por la coalescencia de varios explayamientos de piedemonte. Están constituidas en mayoritariamente por un material detrítico, provenientes de los sedimentos arcillosos de la Formación Paraguaná. DANIELO (1976) denomina a estas rampas como glacis de explayamiento, y explica de manera esquemática la disposición espacial de los materiales que los constituyen. Son inclinadas, con pendientes muy variables, pero siempre menores a 10° con vergencia hacia el norte. Por otra parte, en sentido transversal, sus pendientes son casi nulas.

Contactos:

El contacto entre la rampa de explayamiento y los relieves circundantes, que en este caso pertenecen a la Altiplanicie de calizas (Tpp12) al oeste y a las Colinas bajas de calizas en forma de loma (Tpp14) al este, es generalmente marcado por un ángulo nítido. En otros casos se observa una transición gradual entre esta rampa y los relieves cercanos mencionados anteriormente, en forma de concavidad muy abierta.

Hacia el borde de la rampa hacia aguas abajo, se observa que su extremidad es poco nítida, debido a que ésta pasa gradualmente a las napas aluviales de las acumulaciones de ahogo del cambio de pendiente de la topografía.

4.1.2.5. Rampa de explayamiento moderadamente disectada (III) (Qp5)

Ubicación geográfica:

Este tipo de rampa se encuentra en los alrededores de la población de Jadacaquiva, extendiéndose hacia el norte y al sur de la misma (Hoja 6151-I). Una pequeña rampa puede ser observada al suroeste de la salina de Bajarigua, al sur de los Relieves de cuesta de calizas (Tpp6) (Hoja 6152-II).

Descripción litológica y datos de campo:

Formada por la por coalescencia de varios explayamientos de piedemonte, este tipo de rampas se encuentran disectadas por el curso de los principales drenajes de la zona.

Contactos:

Son varias las unidades que se encuentran en contacto con esta rampa de explayamiento. Todo su extremo norte y gran parte del oeste está en contacto con la unidad de Bajos de ablación de calizas (VI) (Tpp4b), al sur con el Explayamiento terminal (Qh1) y los Bajos de ablación de margas (Tpp5), al este con los Relieves de cuesta de calizas (Tpp6) y la Terraza moderadamente disectada.

4.1.2.6. Cordones – Playas (VI) (Qp6)

Ubicación geográfica:

El único cordón de edad Pleistoceno Medio presente en Paraguaná se encuentra hacia el extremo noreste de la Península (Figura 21). Es similar a los cordones Holocenos, alargado y paralelo a la costa, posee una gran extensión abarcando desde el sureste de El Vínculo hasta encontrar salida al mar en Puerto Escondido al sureste de Cabo San Román (Hojas 6252-III, 6152-I y 6252-IV).



Figura 21. Cordones – Playas (VI) (Qp6) de la costa este de Paraguaná. Sureste de Cabo San Román. (Foto cortesía de F. AUDEMARD, tomada en 1991)

Descripción litológica y datos de campo:

Al igual que el caso de los cordones litorales del período interglacial (II) del Holoceno, este cordón del Pleistoceno medio se encuentra formando una barrera continua, que a su vez, está aislando las albuferas de la parte noreste de la Península.

Contactos:

Hacia su flanco este, el cordón pleistoceno está en contacto con el grupo de albuferas que bordean el extremo norte de la costa este de la Península, de la misma manera está en contacto con el pequeño grupo de dunas que se encuentra en esta zona. Hacia su flanco oeste, el cordón está en contacto con las unidades de Explayamiento terminal (Qp1) y de Bajos de ablación de calizas (VI) (Tpp4b).

4.1.2.7. Terraza (X) (Qp7)

Ubicación geográfica:

Esta unidad se encuentra en la zona noreste de la Península, al este del poblado de El Vínculo. Posee una gran extensión, ocupando desde el borde este de la salina de Bajarigua al norte, hasta el noreste de Pueblo Nuevo al sur (Hojas 6251-IV, 6252-III).

Descripción litológica y datos de campo:

Bajo este término topográfico y descriptivo, se describen todos aquellos elementos del paisaje que se caractericen por poseer una superficie elevada y plana, limitada por un escarpe o talud vertical a subvertical. En el caso de Paraguaná, las terrazas fueron formadas durante un período glacial de edad Plio-Pleistoceno.

Contactos:

Esta terraza está en contacto hacia su flanco este con el extenso cordón de edad Pleistoceno (Qp6), mientras que hacia su flanco oeste, la terraza está en contacto con la unidad de Colinas bajas de calizas en forma de loma (Tpp14). En una pequeña zona, esta unidad está en contacto con la pequeña unidad de Conglomerado El Alto (Qpea).

4.1.2.8. Terraza moderadamente disectada (X) (Qp8)

Ubicación geográfica:

Se encuentra en dos zonas, la primera se encuentra en la parte central de la Península, al este de Jadacaquiva (Hoja 6151-1) y la segunda se encuentra en la parte este, al sureste de Pueblo Nuevo (Hoja 6251-IV). Ambas poseen una extensión geográfica reducida y de poca relevancia en cuanto a su contraste con los paisajes circundantes.

Descripción litológica y datos de campo:

Esta unidad además de poseer una superficie elevada y aplanada, posee la característica de estar disectada por el curso de algunos drenajes principales que circulan por la zona. Al igual que la unidad de terraza descrita anteriormente, esta terraza se encuentra limitada por pequeños escarpes o taludes verticales a subverticales.

Contactos:

El flanco oeste de la terraza ubicada en la parte central de la Península está en contacto con la Rampa de explayamiento moderadamente disectada (Qp5) y su flanco este con las unidades de Relieve de cuesta de calizas (Tpp6) y la Rampa de denudación de margas (Tpp8).

La terraza ubicada al este, está en contacto hacia su flanco este con las unidades de Explayamiento terminal (Qp1) y de Rampa coluvial (Qp3). Su flanco oeste está en contacto con las unidades de Terraza (X) (Qp7) y de Relieve de cuesta de calizas (Tpp6).

4.1.3 Conglomerado El Alto (Tpea)

El nombre Conglomerado El Alto fue mencionado por HUNTER & BARTOK (1974), sin embargo en su trabajo no lo describen.

Ubicación geográfica:

Esta secuencia conglomerática aflora en el Cerro El Alto que se ubicado a 4,6 km al este de la población El Vínculo. En la figura 22 se observa un estrecho corte de la carretera que une El Vínculo y Las Cumaraguas (Hoja 6252-III).



Figura 22. Conglomerado El Alto (Qpea) en la carretera El Vínculo - Las Cumaraguas.

Descripción litológica y datos de campo:

Hacia la base de esta unidad, GARCÍA (1993) describe un paquete cíclico de limolita, arenisca y delgados niveles de guijarros con espesores de 13, 20 y 4 cm respectivamente, disminuyendo hacia el tope. Concordando con la descripción dada por REY (1996), en donde describe en la base

de la unidad ciclos de limolita, arenisca y conglomerado de guijarros con contactos transicionales (Anexo 26). La limolita es de color ocre, friable, calcárea y masiva; la arenisca es de color ocre, friable, calcárea. Ambas litologías van disminuyendo su espesor hacia el tope de la sección presentando estratificación cruzada, planar y de espina de pescado (Fig. 23). Aquí la sección culmina con un conglomerado de guijarros con clastos bien redondeados de cuarzo y fragmentos de roca de 1 cm de diámetro.



Figura 23. Conglomerado El Alto (Qpea) con estratificación cruzada, planar y de espina de pescado.

El tope, la unidad presenta una capa de conglomerado polimíctico de guijarros, de 1 m de espesor, compuesto por clastos redondeados de cuarzo, fragmentos de roca y de moluscos (Anexo 26). El tamaño de grano varía desde 1 cm en la base de la capa hasta 3 cm (Fig. 24) en el tope de la misma (REY 1996). Este conglomerado se encuentra muy meteorizado y el tamaño de los clastos aumenta a 3 cm y presenta abundantes fragmentos de conchas de moluscos y gasterópodos (GARCÍA 1993).



Figura 24. Conglomerado Alto, con guijarros de cuarzo de 1 a 3 cm.

Petrografía:

Los análisis petrográficos de GARCÍA (1993) a 3 muestras de la unidad, muestran con detalle los porcentajes de minerales presentes (Anexos 5 y 6) que clasifican a dos de ellos como conglomerados polimícticos. Su matriz está compuesta por cuarzo (23-30%), plagioclasa alterada (Tz-2%), fragmentos de roca (0-4%) y fósiles (22-25%), embebidos en lodo carbonático (5-7%) parcialmente recristalizado a microespato (17-18%). El cemento es de calcita equigranular precipitado (7-8%). Los minerales accesorios más comunes son: moscovita, circón, limonita y glauconita. El tamaño promedio de grano de la porción fina varía entre 0,18 y 1,13 mm. Los contactos entre granos detríticos son de tipo grano cemento (44-65%) y tangenciales (12-40%), observándose cierta orientación en las micas y fragmentos detríticos alargados. La porosidad varía entre 7 y 12%, principalmente debida a la disolución de la matriz. El promedio de sus componentes se muestra en la tabla 1. (Ver anexos 7 y 8).

Tabla 1. Promedio porcentual de las características petrográficas de las rocas del Conglomerado El Alto (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).

Clasificación predominante Conglomerado polimíctico				
Componentes (%)	Cuarzo	**21**	Monocristalino ígneo	3
			Monocristalino ígneo	15
			Policristalino ígneo	0
			Policristalino metamórfico	3
	Feldespato	**1**	Ortosa	0
			Plagioclasa	1
	Fragmento de roca	**2**	Rocas sedimentarias	1
			Rocas metamórficas	1
	Minerales accesorios			**6**
	Fósiles	**24**	Algas rojas	1
			Moluscos	15
			Foraminíferos	6
			Equinodermos	1
			Otros	1
	Matriz			**5**
	Cemento	**27**	Matriz recristalizada	18
			Material carbonático	8
			Óxidos de fe	1
Porosidad				**14**

La tercera muestra es de una arenisca calcarenácea, tomada en la parte media de la sección y posee un 20 % de cuarzo, 3% de feldespatos y 25% de fósiles en una matriz de lodo carbonático (3%) parcialmente recristalizada a microespato (19%). El cemento es de calcita equigranular precipitado (10%). Los minerales accesorios presentes son moscovita (3%), limonita (1%) y glauconita y chert como minerales traza. El contacto entre granos es principalmente de tipo grano

cemento (85%). Los fragmentos alargados y las micas presentan imbricación. La porosidad es de 7% por disolución de la matriz.

La fuente primaria que aporto los componentes de esta unidad posiblemente son las rocas ígneo-metamóficas aflorantes en la Mesa de Cocodite y la Fila de Monte Cano (Metagranodiorita de El Amparo), debido al alto contenido de cuarzo metamórfico (Ver anexo 7) que tiene el conglomerado, y a la cercanía con dicha fuente de aporte.

Contactos:

De acuerdo con GARCÍA (1993) y REY (1996), esta unidad yace disconforme sobre el Miembro Amuay de la Formación Paraguaná, debido a un evento erosivo. La unidad está en contacto con dos de las unidades geomorfológicas, la unidad de Explayamiento terminal (Qp1) al este y de Rampa de denudación de lutitas con coluviación (Tpp11) al oeste.

4.1.4 Formación Paraguaná (Tpp)

Según HUNTER & BARTOK (1974), la secuencia estratigráfica de la Formación Paraguaná comienza con lutitas calcáreas, sigue con niveles de lutitas y areniscas, y termina con calizas algales. En la figura 25 se muestra la sección descrita en la carretera hacia los Taques, en donde se observa un horizonte que muestra claramente la separación de la Formación en dos miembros. Un miembro inferior arcilloso-limoso llamado El Hato y uno superior carbonático llamado Azuay, ambos miembros se muetran en las secciones ilustradas en los anexos 53-60.

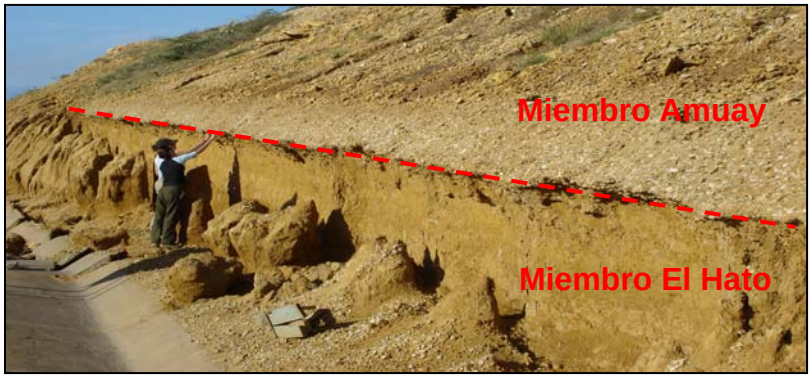


Figura 25. Afloramiento en la carretera hacia Los Taques. Se puede observar el contacto entre el Miembro El Hato y el Miembro Amuay.

Miembro Amuay

Ubicación geográfica:

Esta subunidad cubre aproximadamente un 85% de la superficie de la Península. Los afloramientos más representativos se encuentran cerca de Amuay, en Guaquira Arriba y Cerro Pelón.

Litología y descripción de campo:

Esta constituido por un intervalo carbonático muy fosilífero, que presenta en ocasiones una influencia clástica elevada. Este miembro se caracteriza por presentar una variación lateral y vertical, sin seguir patrones específicos (GARCÍA 1993).

Basándose en la clasificación de MOUNT (1985) para carbonatos de mezcla, y tomando en cuenta sus características texturales y de composición, REY (1996) establece que esta unidad se presenta como biomicritas, como calizas aloquímicas arenosas (Fig. 26) y como micritas arenosas, sin definir una distribución areal específica para cada litotipo.



Figura 26. Caliza arenosa, típica del Miembro Amuay. Localidad de Cabo San Román.

Las biomicritas son de color crema y meteorizan a negro, con predominio de fósiles. Las calizas aloquímicas arenosas son de color ocre, muy meteorizadas, fosilíferas, masivas, con presencia de estratificación cruzada y espina de pescado en una sección de Punta Macolla y horadaciones en Punta Cardón (Anexo 29). Las micritas arenosas son de color crema, y en la mayoría de los casos se observan muy meteorizadas y fracturadas, con presencia de fósiles en menor proporción.

Para la descripción general de este miembro, GARCÍA (1993) tomó en cuenta la descripción litológica obtenida a partir de la observación de los diferentes afloramientos que se encuentran a lo largo de toda la Península, en cortes de carretera, en canteras o en secciones que muestren claramente la secuencia estratigráfica del Miembro.

En Amuay (Anexo 27), la unidad esta representada por una caliza de color crema que meteoriza a negro de 1,9 m de espesor con abundante fauna de bivalvos de gran tamaño cuyas conchas están disueltas. En la quebrada El Cayude, se observa una arenisca calcarenácea de 2,3 m de espesor, que hacia el tope es muy fosilífera. Hacia la Bahía de Amuay, la unidad pasa a una arenisca de color crema que se hace fosilífera al tope. Mientras que hacia Punta Cardón, estas areniscas se hacen friables hacia la base y bien cementadas hacia el tope, está muy bioturbada y meteorizada con desarrollo de caliche.

Al norte de Guaquira Arriba (Anexos 32 y 33), se observa una variación vertical, en cuanto al contenido faunal de una caliza de color crema que meteoriza a negro. En donde la presencia de fósiles va aumentando en sección desde la parte inferior a la superior.

Hacia el suroeste, en la vía hacia Caseto, el “pavimento” de la vía es el tope de una caliza siguiéndose por más de 4 km. En una cantera de la zona existe un socave de dicha caliza meteorizada de hasta 3,4 m y a 3 km de aquí, en la zona de Caseto, la caliza corona dos pequeños cerros presentando el mismo aspecto meteorizado y su contenido faunal es más abundante. Al oeste de Moruy, la caliza está totalmente meteorizada y subiendo en sección se hace más arenosa pasando a una grauvaca feldespática gris que hacia el tope pasa a ser una limolita cuarzosa calcárea, muy compacta que meteoriza a negro.

En la vía Santa Ana-Pueblo Nuevo, se ve la unidad expuesta en dos cortes de carretera, en el primero, a 4,5 km de Santa Ana, se observa una caliza compacta de 1,8 m de espesor, friable en la base y compacta hacia el tope algo fosilífera. En el segundo, a 1 km del corte anterior, se observa una arenisca calcarenácea de 0,96 m de espesor que grada a una grauvaca feldespática calcárea con un espesor de aproximadamete 0,25 m ligeramente conglomerática.

En la fila El Alto, están expuestos 7,15 m de una caliza de color crema que meteoriza a negro y que se presenta muy meteorizada. Hacia el tope se torna ligeramente conglomerática y desarrolla una costra de caliche. En la carretera El Vínculo-Las Cumaraguas, afloran 2 m de caliza de tonalidades ocre blanquecinas, hacia la base presenta aspecto homogéneo y hacia el tope se encuentra muy meteorizada presentando algunos niveles conglomeráticos.

Hacia el norte, en la vía de Pueblo Nuevo-El Vínculo (Anexo 31), se encuentra el tope de una caliza de color ocre que meteoriza a negro y que representa el tope de la unidad. En esta caliza, se puede observar lo que GARCÍA (1993) describe como un desarrollo de "relieve kárstico", con cárcavas de hasta 70 cm de profundidad y diámetros superiores a 30 cm, rellenadas con conglomerados de guijarros de composición variable (Fig. 27). Desde Punta Macolla hasta Los Taques, la caliza no aflora y su tope representa el pavimento.



Figura 27. Tope de una caliza del Miembro El Hato que presenta desarrollo de estructuras paleokársticas.

En el área de Cantaure, la caliza es friable hacia la base y compacta hacia el tope, mientras que al suroeste cerca de Yacural, la caliza es más clástica. A 1,5 km al oeste de Pueblo Nuevo,

existe una cantera en donde afloran 8 m de esta unidad, la caliza se encuentra muy meteorizada y hacia la base es muy friable mientras que subiendo en sección se torna muy fosilífera. Unos 4 km más hacia el oeste se observan 2,7 m de una caliza de color ocre que meteoriza a negro con fauna alineada paralelamente con la estratificación.

Petrografía:

De los resultados obtenidos a partir de análisis petrográficos realizados por GARCÍA (1993), en 11 muestras recolectadas del Miembro Amuay (Anexo 7 y 8), se puede determinar que las rocas clásticas predominantes en la Península son de tipo Arenisca calcarenácea y el promedio de los porcentaje de sus componentes se muestra en la tabla 2. (Ver anexos 21 y 22).

Tabla 2. Promedio porcentual de las características petrográficas de las rocas clásticas del miembro Amuay (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).

Clasificación predominante Arenisca calcarenácea				
Componentes (%)	Cuarzo	**27**	Monocristalino ígneo	3
			Monocristalino ígneo	20
			Policristalino ígneo	0
			Policristalino metamórfico	4
	Feldespato	**3**	Ortosa	2
			Plagioclasa	1
	Fragmento de roca	**1**	Rocas sedimentarias	1
			Rocas metamórficas	0
	Minerales accesorios			**4**
	Fósiles	**12**	Algas rojas	3
			Moluscos	6
			Foraminíferos	2
			Equinodermos	1
			Otros	0
	Matriz			**5**
	Cemento	**42**	Matriz recristalizada	30
			Material carbonático	11
			Óxidos de fe	1
Porosidad				**6**

La arenisca de la Bahía de Amuay, son areniscas calcarenáceas, compuestas principalmente por cuarzo y restos de fósiles en una matriz de lodo carbonático, como el que se muestra en la figura 28, donde está recristalizado a microespato y un cemento de calcita equigranular precipitada; la limonita y el zircón están presentes como minerales accesorios. El contacto es principalmente de tipo grano-cemento y presenta una alta porosidad por la disolución de la matriz, de los granos detríticos y de tipo móldica.

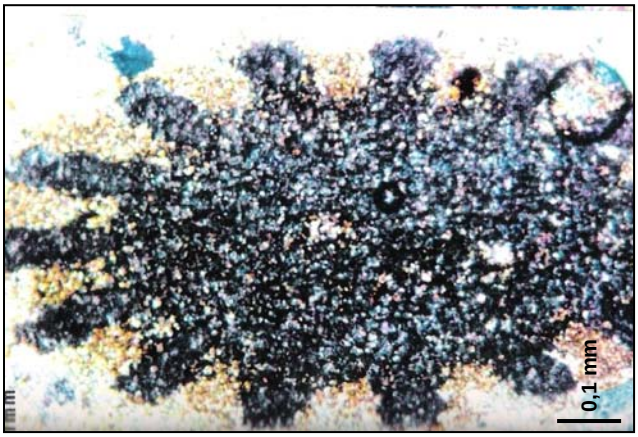


Figura 28. Arenisca calcarenácea mostrando cemento sintaxial sobre un fragmento de equinodermo. Sección a 2,9 km de El Alto. (Tomado de GARCÍA 1993)

La arenisca calcarenácea presente en la Quebrada Cayude, contiene cuarzo y fósiles en una matriz de lodo carbonático parcialmente recristalizada a microespato y un cemento de calcita equigranular y de óxidos de hierro precipitados. Contiene glauconita y chert como minerales accesorios. Los contactos son principalmente de tipo grano-matriz y posee una alta porosidad producida por la disolución de la matriz y/o cemento y de tipo móldica.

Referente a las características petrográficas de las rocas carbonáticas del Miembro Amuay (Anexos 6 y 8), se puede decir que las más comunes son de tipo caliza granular con lodo (Packstone). La tabla 3 muestra el promedio de los porcentajes de los componentes de 17 muestras. (Ver anexos 21 y 22).

Tabla 3. Promedio porcentual de las características petrográficas de las rocas carbonáticas del Miembro Amuay (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).

Clasificación predominante: Caliza granular con lodo (Packstone)				
Componentes (%)	Aloquímicos	**47**	Algas rojas	23
			Moluscos	5
			Foraminíferos	6
			Equinodermos	Tz
			Fragmentos fósiles	13
	Ortoquímicos	**39**	Micrita	12
			Microespato	13
			Espato	14
	Extraclástos	**6**	Cuarzo	5
			Feldespatos	Tz
			Otros	1
Porosidad		**8**	Disolución	4
			Móldica	4

Hacia la parte superior de la sección expuesta al oeste de Moruy, se observa una grauvaca feldespática calcárea con un contenido de cuarzo, feldespatos alterados y fragmentos de rocas sedimentarias en una matriz de lodo carbonático recristalizada a microespato y un cemento de calcita equigranular precipitado. Los minerales accesorios presentes son chert, moscovita y anhidrita. Los contactos entre granos son generalmente de tipo grano-cemento y no presenta porosidad. La limonita que se encuentra hacia el tope, contiene cuarzo y feldespatos poco alterados en una matriz de lodo carbonático parcialmente recristalizada a microespato, con un cemento de calcita equigranular precipitado. El chert, la moscovita, la glauconita y la cromita están presentes como minerales accesorios, los contactos son de tipo grano-cemento y no presenta porosidad.

El tope de la sección expuesta hacia el oeste de Pueblo Nuevo, está repesentado por una caliza granular con lodo (packstone), constituida principalmente por algas rojas (Fig. 29) y trazas de foraminíferos y moluscos en una matriz de lodo carbonático parcialmente recristalizada a microespato y de espato precipitado. Dentro de los extraclastos, se observan granos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas sedimentarias. Posee un índice de porosidad originado por la disolución de la matriz y de tipo móldica. A unos 4,4 km al oeste del punto anterior se encuentra otra caliza granular con lodo (packstone), pero su composición de aloquímicos varía, presentando un menor porcentaje de algas rojas, foraminíferos y moluscos, aumentando su porcentaje de fragmentos de roca sedimetaria.

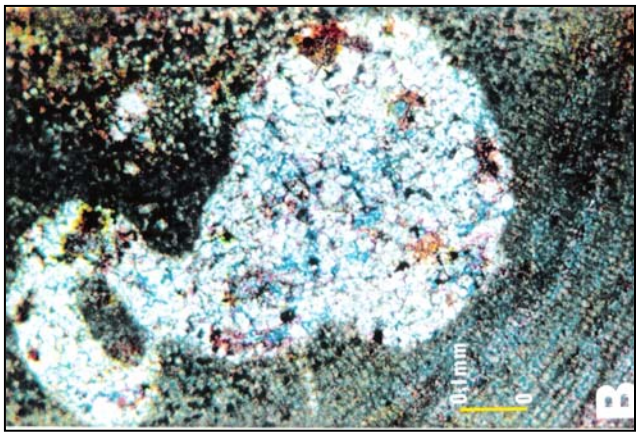


Figura 29. Caliza granular con lodo (Packstone), mostrando horadación en alga roja.
(Tomado de GARCÍA 1993)

Hacia Cantaure, las calizas basales se clasifican como caliza granular lodosa (packstone), compuestas principalmente de algas rojas, foraminíferos, y fragmentos fósiles, en ocasiones moluscos, serpúlidos y equinodermos. En la distribución de los componentes ortoquímicos, se observa un contenido de micrita entre 2 y 15%, microespato entre 6 y 12% y espato precipitado entre 7 y 33%. Siendo el microespato el producto de la recristalización de la matriz. Los extraclastos lo conforma el cuarzo entre 3 y 6%, estando ausente en algunos casEn la sección encontrada al norte de Guaquira Arriba, la muestra es de una caliza lodosa (wackstone), compuesta por algas rojas y trazas de foraminíferos en una matriz de lodo carbonático recristalizada a microespato y de espato precipitado. No presenta extraclastos y posee un alto índice de porosidad por disolución de matriz y algas rojas.

En la fila El Alto, la caliza pasa a ser más lodosa desde la base hacia el tope de la sección. Hacia la base es una caliza granular con lodo (packstone), compuesta por algas rojas, equinodermos y fragmentos fósiles. Posee un índice de porosidad muy elevado producido por la disolución de la matriz y de las algas rojas, no posee extraclastos. Hacia el tope es una caliza lodosa (wackstone), compuesta por algas rojas, moluscos y fragmentos de roca. Presenta cuarzo y trazas de feldespato, con una porosidad también alta por disolución de las partículas fósiles. En ambas calizas la matriz es de lodo carbonático parcialmente recristalizada a microespato, sin precipitación de cemento.

Otra caliza granular con lodo (packstone), se observa en la carretera El Vínculo-Las Cumaraguas, que corta la fila, está compuesta por algas rojas, foraminíferos, moluscos, equinodermos y fragmentos fósiles, en una matriz de lodo carbonático recristalizada a microespato. El cemento es de calcita equigranular precipitado. Los extraclastos consisten de cuarzo, trazas de fragmentos de rocas sedimentaria y limonita. La porosidad presente se debe a la disolución de la matriz y/o cemento y en algunos casos, es de tipo móldica.

La caliza que se observa en la vía Pueblo Nuevo-El Vínculo, es una caliza granular con lodo (packstone), compuesta por algas y fragmentos fósiles, embebidas en una matriz de lodo carbonático parcialmente recristalizada a microespato. Los extraclastos es menor al 1% y la porosidad se presenta por la disolución de partículas fósiles.

Por último, la caliza que se encuentra en el área de Cabo San Román, se clasifica como una caliza granular con lodo (packstone), compuesta por algas rojas, moluscos, foraminíferos y fragmentos fósiles, en una matriz de lodo carbonático parcialmente recristalizada a microespato y de espato precipitado. Entre los extraclastos se observan granos de cuarzo, trazas de feldespatos, zircón y chert. La porosidad esta presente por la disolución de la matriz y/o cemento.

En líneas generales, REY (1996) plantea que a nivel petrográfico, el Miembro Amuay muestra un incremento en la fracción de siliciclástos, de acuerdo a los litotipos propuestos para dividir el contenido litológico de esta unidad. Las biomicritas poseen un mínimo contenido de silisiclástos, no sobrepasando el 5%, siendo en algunos casos ausente. En las calizas aloquímicas, la fracción de silisiclastos presenta un incremento de hasta 14% y finalmente, en las micritas arenosas llega a porcentajes de hasta 39%.

Contactos:

Mientras que GARCÍA (1993) alega que el contacto inferior con el Miembro El Hato, no está expuesto en las secciones estudiadas por estar fuertemente bioturbado, REY (1996) observa que el contacto entre las dos unidades es concordante y transicional. Por el contrario, el contacto superior, observado en la zona de la fila El Alto, esta representado por una superficie de erosión bien diferenciada que lo coloca en contacto discordante por debajo del Conglomerado El Alto. En la zona de Cantaure, se observa que el Miembro Amuay descansa discordante sobre la Formación Cantaure.

Miembro El Hato

Ubicación geográfica:

La litología representativa de esta unidad es apreciable en algunas secciones ubicadas hacia la costa oeste de la Península. Esta unidad no se encuentra cartografiada debido a que sólo es apreciable en secciones lo suficientemente expuestas para mostrar su contenido litológico. Se encuentra por debajo del Miembro Amuay y se puede observar en algunos acantilados y escarpes

de la zona de Judibana. En Guaquira Arriba se observa un afloramiento que representa la sección tipo de este miembro (Fig. 30), ella se encuentra inmediatamente el sureste del tanque de Hidrocapital.



Figura 30. Sección tipo del Miembro El Hato en la carretera Adícora – Pueblo Nuevo, Guaquira Arriba.

Litología y descripción de campo:

Las secciones que muestran de manera más detallada el contenido litológico de esta subunidad, contienen intercalaciones de arcilitas y limolitas arenosas friables y fosilíferas, hacia Punta Cardón y Amuay (Anexos 27, 28 y 29) pueden observarse algunas areniscas (GARCÍA 1993).

Las arcillitas son en su mayoría de color gris azulado y meteorizan a tonos de marrón amarillento y en algunos casos a rojizo. Son friables, microfosilíferas y en algunos casos calcáreas. Estas arcillitas gradan a limolitas fosilíferas adquiriendo un aspecto bandeado, éstas limolitas son de color ocre amarillento, son arenosas y calcáreas. Las areniscas son de color ocre amarillento, masivas, friables y fosilíferas (GARCÍA 1993).

Este miembro contiene estructuras sedimentarias como intervalos masivos y laminación paralela (Fig. 31) En algunos casos se observaron estructuras de tipo orgánico entre las que se identificaron redes de *Thallassinoides* en las limolitas rellenos de material calcáreo y tubos de *Ophiomorpha* en las arcilitas rellenos de óxidos de hierro, se encuentran cerca de la zona de transición arcillita-limolita (GARCÍA 1993).



Figura 31. Laminación paralela de una sección del Miembro El Hato en la vía hacia El Pico.

Siguiendo lo establecido por GARCÍA (1993), con respecto a la descripción de los diferentes afloramientos del Miembro Amuay se obtiene lo siguiente:

En la parte oriental de la Península, el Miembro El Hato está representado por la presencia de tres tipos litológicos diferentes, un primer tipo y el más predominante es el arcilloso, con algunas intercalaciones de limolitas y pocas areniscas. En la mayoría de los casos, el contacto entre ellos es de tipo transicional. Las arcillitas son de color gris y meteorizan a tonos de marrón, masivas y con aspecto bandeado dado por la presencia de niveles de óxidos de hierro. Las limolitas son de color marrón claro a ocre y meteorizan a naranja, calcáreas, masivas y fosilíferas. Las areniscas afloran en la base de la unidad, son de color ocre calcáreas, friables y fosilíferas.

En la zona surcentral, los afloramientos son escasos, sin embargo muestran un contenido litológico semejante a las secciones observadas en las zonas orientales, con predominio de arcillitas y escasas limolitas. Esto se observa en una sección cerca de Caseto, con arcillitas grises que meteorizan a marrón y limolitas arenosas muy friables y fosilíferas.

Petrografía:

De los análisis petrográfico realizados por GARCÍA (1993) (Anexos 7 y 8), de 7 muestras de rocas clásticas pertenecientes al Miembro El Hato, se pueden obtener los porcentajes promedios de los componentes de estas rocas como los que se muestran en la tabla 4. (Ver anexos 21 y 22).

Tabla 4. Promedio porcentual de las características petrográficas de las rocas del Miembro El Hato (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).

Clasificación predominante Grauvaca feldespática				
Componentes (%)	Cuarzo	**27**	Monocristalino ígneo	3
			Monocristalino ígneo	17
			Policristalino ígneo	1
			Policristalino metamórfico	6
	Feldespato	**2**	Ortosa	1
			Plagioclasa	1
	Fragmento de roca	**1**	Rocas sedimentarias	1
			Rocas metamórficas	0
	Minerales accesorios			**6**
	Fósiles	**8**	Algas rojas	2
			Moluscos	3
			Foraminíferos	3
			Equinodermos	0
			Otros	0
	Matriz			**10**
	Cemento	**42**	Matriz recristalizada	33
			Material carbonático	7
			Óxidos de fe	2
Porosidad				**4**

En la sección de Amuay, la arenisca de la parte media es una arenisca calcarenácea, compuesta principalmente de cuarzo (en su mayoría de tipo monocristalino metamórfico), fósiles en una matriz de lodo carbonático recristralizada a microespato, cemento de calcita equigranular y óxidos de hierro precipitados. Los minerales limonita, zircón, moscovita y glauconita se presentan como minerales accesorios. Los contactos son principalmente de tipo grano-cemento. La porosidad mòldica se presenta por disolución de la matriz.

La arenisca de la parte superior de la secuencia corresponde a una waca calcárea, con cuarzo monocristalino metamórfico y fósiles. La matriz es de lodo carbonático recristalizado a microespato, el cemento es de calcita equigranular y de óxidos de hierro precipitados. Se observan minerales accesorios como limonita, moscovita, zircón, glauconita y chert. Los contactos entre grano son de tipo grano-cemento y la porosidad es baja y se presenta principalmente por la disolución de la matriz.

Las limolitas de la parte superior de la secuencia presentes en la zona de Guaquira Arriba, resultan ser limolitas cuarzosas calcáreas, con un contenido de cuarzo, plagioclasa alterada y fósiles en una matriz de lodo carbonático recristalizada a microespato. El cemento es principalmente de óxidos de hierro y se observan minerales accesorios como moscovita, chert y

glauconita. El contacto entre los granos es en su mayoría de tipo grano-cemento y se observa una cierta orientación en granos detríticos alargados y micas. El porcentaje de porosidad es bajo y se presenta por disolución de la matriz y/o cemento.

Hacia la zona de Cerro Pelón, las areniscas se clasifican como waca calcárea y como grauvaca feldespática calcárea. Las wacas están compuestas por cuarzo, feldespatos, fragmentos de rocas metamórficas y fragmentos fósiles, todos embebidos en una matriz de lodo carbonático recristalizada a microespato. El cemento es de calcita equigranular, y de óxidos de hierro, ambos precipitados. Los minerales accesorios presentes son moscovita, zircón, limonita y glauconita, con contactos entre granos de tipo grano-cemento y una mínima porosidad presente por la disolución de la matriz y de tipo móldica. Las grauvacas están constituidas por cuarzo y feldespatos alterados, con limonita, glauconita, moscovita, glauconita y cromita como minerales accesorios. La matriz es igualmente de lodo carbonático recristalizada a microespato y el cemento es de calcita equigranular precipitada, con contactos de tipo grano-cemento y baja porosidad móldica por disolución de la matriz.

Contactos:

La base de esta unidad no se observa en campo, probablemente no está expuesta, por lo que el espesor puede ser mayor al mencionado previamente. El contacto superior con el Miembro Amuay es concordante y transicional, sin embargo se encuentra muy bioturbado.

De acuerdo con la clasificación de las unidades geomorfológicas determinadas por DANIELO (1976), (Anexos 38, 39 y 40) la Formación Paraguaná presenta las siguientes subunidades:

4.1.4.1. Arrecife (VI) (Tpp1)

Ubicación geográfica:

Esta unidad se encuentra en la mitad oeste de la costa sur de Paraguaná, y se muestra como una franja (Fig. 32) que abarca desde el sureste de Punta Cardón hasta el explayamento terminal al sur de Cayude (Hojas 6250-IV, 6151-II).



Figura 32. Arrecife (VI). Tomado y modificado de la imagen del satélite LANDSAT 7 (006/052).

Descripción litológica y datos de campo:

El arrecife corresponde a relieves submarinos calcáreos, coralinos edificados que en este caso se presenta de una forma alargada y dispuesto paralelamente al litoral, edificado con cierta distancia de la costa. Este sustrato coralino está poco compactado y permite la infiltración del agua de mar. Los procesos erosivos que originaron las terrazas de los arrecifes son de edad muy recientes, Pleistoceno Medio, y su formación tomó lugar durante un período interglaciar, afectando a estas rocas de la Formación Paraguaná.

Contactos:

El flanco norte del arrecife está en contacto con la unidad de Relieve de cuesta de calizas (Tpp3a), su flanco sur con las Albuferas (Qh3) y Cordones-Playas (II) (Qh5), su extremo este con el Explayamiento terminal (Qp1). Su lado oeste encuentra salida al mar.

4.1.4.2 Superficie de ablación marina de calizas (Tpp2)

Ubicación geográfica:

Se encuentra bordeando la costa oeste de Paraguaná, desde Punta Cardón hasta Punta Salinas, al norte de la Bahía de Amuay. Hacia su flanco este, se observa un escarpe que limita esta unidad (Hojas 6151-II, 6151-III, 6151-IV).

Descripción litológica y datos de campo:

En esta unidad, pueden ser observadas superficies de tipo regular, con pendientes muy suaves que se encuentran afectadas por la acción erosiva del mar. Presenta un litoral en parte abrupto y

en parte bajo, desde el norte se proyecta una costa elevada y muy escarpada, con fractura de materiales, que producen acantilados e impiden el desarrollo de playas, el mar rompe directamente en la base del escarpe. Estos acantilados alcanzan su mayor altura (20m) como los que se muestran en la figura 33, hacia la parte media de la unidad, específicamente en las cercanías de la ciudad de Punto Fijo (AUDEMARD 1996).



Figura 33. Superficie de ablación marina de calizas (Tpp2). (Foto cortesía de F. AUDEMARD, tomada en 1991).

En otras zonas de la bahía la costa es más baja y se forman playas, las cuales se hacen más evidentes en la localidad de Judibana donde existen pequeñas playas limitadas por terrazas de pendiente abrupta.

En algunos casos las entrantes del mar han formado cañones de drenajes. En la zona norte de Amuay, uno es ocupado por la Quebrada Jayana y otro está ocupado por la Quebrada Guaranao que desemboca en Punto Fijo.

Contactos:

Hacia el flanco este se encuentra la unidad de Bajos de ablación de calizas, la que se ha formado en el Pleistoceno Superior (IV) (Tpp4a) al norte y la que se originó en el Pleistoceno Medio (VI) (Tpp4b) al sur. A lo largo de todo el flanco oeste, la unidad encuentra salida al mar, ocupando la costa desde Los Taques hasta Punta Cardón.

4.1.4.3 Relieve de cuesta de calizas (IV) (Tpp3a) y (VI) (Tpp3b)

Ubicación geográfica:

Estas unidades corresponden a dos zonas dispuestas como franjas alineadas paralelamente a la costa sur de Paraguaná. La relación de proximidad con el litoral, está directamente asociada con la edad de formación morfológica de estas unidades. La unidad más joven se formó en el Pleistoceno Superior (Tpp3a), es la que se encuentra más cerca de la costa, mientras que la unidad más antigua se originó en el Pleistoceno Medio, (Tpp3b), y se encuentra más alejada de la costa (Hojas 6250-IV, 6151-II, 6251-III).

Descripción litológica y datos de campo:

Desde el punto de vista geomorfológico, esta unidad posee un relieve asimétrico caracterizado por la oposición de un revés alargado de pendiente suave, contra un talud más corto y con mayor pendiente. En este caso, el revés corresponde a la secuencia de capas de caliza resistentes del Miembro Amuay, vistas en la figura 34 que poseen buzamientos muy suaves, en el talud la pendiente es mayor y contraria al buzamiento de las capas de caliza.



Figura 34. Superficie de calizas de la Represa de Cayude (Tpp3b).

Contactos:

Los taludes marcan el límite entre las dos unidades y diferencian los períodos glaciar e interglaciar en los cuales fueron originadas las geoformas, siendo el más notorio el escarpe conocido como la Cuesta de Cunacho. Al sur, el relieve de cuesta del Pleistoceno Superior (Tpp3a), está en contacto con el Arrecife (Tpp1) y al norte, el relieve de cuesta del Pleistoceno Medio (Tpp3b) con la Rampa de denudación de margas (Tpp8).

4.1.4.4. Bajos de ablación de calizas (IV) (Tpp4a) y (VI) (Tpp4b)

Ubicación geográfica:

Estas unidades, pertenecientes a la Formación Paraguaná, ocupan la mayor parte de la zona oeste de la Península. Los bajos de ablación más jóvenes abarcan desde el norte de la Bahía de Amuay hasta la Punta de Jacuque (Hojas 6151-I, 6151-II, 6151-III, 6151-IV), mientras que los más viejos abarcan casi toda la mitad oeste de la Península, desde Punto Fijo hasta Cabo San Román (Hojas 6151-I, 6151-II, 6152-II, 6252-I y 6252-IV).

Al igual que las unidades de relieve de cuesta mencionadas anteriormente, estos bajos de ablación guardan una relación de proximidad con el litoral, la cual viene ligada a la edad de formación de las mismas. Los bajos de ablación de caliza son formados en el Pleistoceno Superior (Tpp4a), se encuentra más cerca de la costa, mientras que los originados en el Pleistoceno Medio, (Tpp3b), se encuentra más alejados de la costa.

Descripción litológica y datos de campo:

Su superficie es aplanada y ligeramente inclinada, está modelada sobre las rocas sedimentarias de la Formación Paraguaná, específicamente sobre las calizas del Miembro Amuay. El modelado de estas rocas, es consecuencia de la acción erosiva del mar; a pesar de ser una superficie plana, es muy irregular como se muestra en la figura 35, debido al desarrollo de numerosas cavidades originadas a partir de la disolución de los carbonatos.

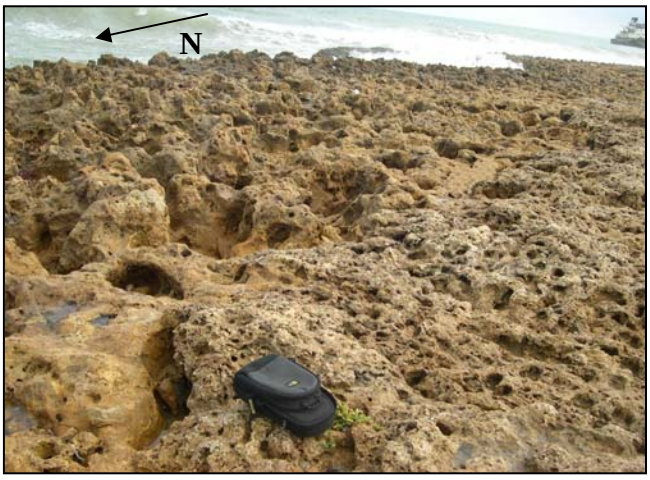


Figura 35. Bajos de ablación marino de calizas (Tpp4a y Tpp4b) Puerto Escondido.

Dentro de estas unidades, se pueden apreciar las trazas de algunas de las capas de caliza que afloran hacia la costa este, muchas de estas trazas fueron cartografiadas por PEREZ MENA (1967) (Fig. 6) y algunas fueron determinadas con la ayuda de la imagen del satélite LANDSAT 7 (006/052). En la imagen también se puede observar algunas de las numerosas fallas de orientación generalizada noreste-suroeste presentes en este lado de la Península.

Contactos:

En el caso de los Bajos de ablación del Pleistoceno Superior (Tpp4a), están en contacto con las Albuferas (Qh3) y Cordones-Playas (Qh5) de la costa oeste, mientras que los Bajos de ablación del Pleistoceno Medio (Tpp4b) están en contacto las unidades de Colinas bajas de calizas en forma de loma (Tpp14), Rampa de denudación de margas con coluviación (Tpp10), Relieve de cuesta de calizas (Tpp6), Aluvión fluvial (Qh1) y Rampa de explayamiento moderadamente disectada (III) (Qp5).

4.1.4.5. Bajos de ablación de margas (Tpp5)

Ubicación geográfica:

Se encuentra hacia el suroeste de la Península, abarcando una amplia zona desde Cayude, al norte de la Cuesta de Cunacho, hasta el sur del poblado de Jadacaquiva. La unidad alcanza a ocupar los alrededores del Cerro Arajó (Hojas 6151-I, 6151-II, 6251-III).

Descripción litológica y datos de campo:

Comprende una planicie levemente inclinada, formada por calizas fosilíferas delgadas que se mezclan fácilmente con la arcilla, produciendo calizas margosas. Al oeste los materiales se hacen más arcillosos, presentándose areniscas, calizas fosilíferas y margosas. Las rocas son predominantemente más clásticas, mas usadas y la pendiente es más suave.

Contactos:

Al oeste, la unidad está en contacto con los Bajos de ablación de calizas (VI) (Tpp4b), mientras que esta en contacto con el Relieve de cuesta de margas (Tpp7) y con una Rampa coluvial (Qp3) hacia su flanco este y con los Aluviones fluviales (Qh1) al norte y al sur.

4.1.4.6. Relieve de cuesta de calizas (Tpp6) y Relieve de cuesta de margas (Tpp7)

Ubicación geográfica:

Algunas cuestas de calizas se encuentran hacia el flanco norte de la fila de Tausabana-El Rodeo, y también hacia el flanco sur de la Mesa de Cocodite en la zona de Cantaure (Hojas 6251-III, 6251-IV, 6151-I). Las cuestas de margas como la que se muestra al fondo de la figura 36, pueden ser observadas más allá de las laderas del flanco norte del Cerro Santa Ana, entre los poblados de Buena Vista y Yabuquiva (Hojas 6151-I, 6251-IV).



Figura 36. Relieve de cuesta de calizas (Tpp6) en el flanco norte de la Fila Tausabana-El Rodeo.

Descripción litológica y datos de campo:

Ambas unidades poseen relieves uniformemente planos y levemente inclinados constituidos de capas de litología competente, opuestos a taludes que poseen una pendiente mayor. En cada caso, la secuencia de capas resistentes, la conforman las calizas y margas del Miembro Amuay, respectivamente; con buzamientos generalmente suaves.

Contactos:

La unidad de calizas al sureste, está en contacto con los sedimentos que presentan cementación sílico-ferruginosa-magnesiana (Ker2) que bordean el flanco norte de la fila de Tausabana-El Rodeo y con las rampas de denudación de margas (Tpp10).

Hacia la parte central, las calizas están en contacto con las rocas de la Formación Cantaure en su límite norte y con la unidad de Rampa de denudación de margas (Tpp8) en su límite sur. Las margas están en contacto con los diferentes explayamientos provenientes de las laderas del flanco norte del Cerro Santa Ana en su límite sur, y hacia el límite norte están en contacto con las rampas de denudación de margas (Tpp8).

4.1.4.7. Rampa de denudación (Tpp8), (Tpp9), (Tpp10) y (Tpp11)

Ubicación geográfica:

Una pequeña rampa de denudación de margas (Tpp8) es observada hacia el flanco sur del Cerro Arajó, cubriendo parcialmente sus laderas y con una apariencia de superficie aplanada como la que se muestra en la figura 37. (Hoja 6151-II). Otras se presentan como franjas orientadas este-oeste, una está limitada hacia su lado sur por el Cuesta de Cunacho y la otra atravesando el poblado de Buena Vista (hojas 6151-I, 6251-IV). La rampa de denudación de lutitas (Tpp9) se encuentra hacia Pueblo Nuevo cubriendo gran parte del flanco este de la Mesa de Cocodite (hojas 6251-IV, 6252-III).

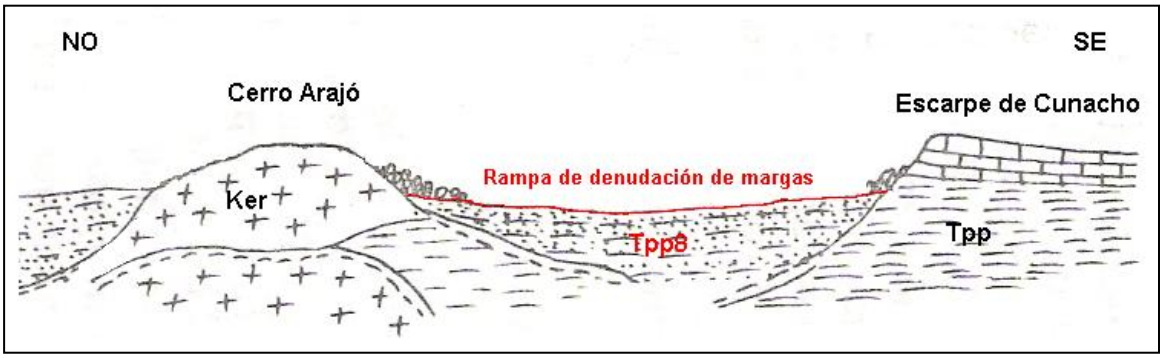


Figura 37. Corte esquemático de la Rampa de denudación (Tpp8) del flanco sur del Cerro Arajó. Croquis sin escala (Tomado y modificado de VILLAVICENCIO 1990).

Las rampas con coluviación están constituidas por rocas arcillo-calcáreas o margas (Tpp10) y por lutitas (Tpp11). Las margas se encuentran más allá de las laderas de ambos flancos de la fila de Tausabana-El Rodeo (Hoja 6251-III), mientras que las rampas de lutita coluviales se encuentran al noroeste de la Península, al sureste de la Punta Macama, hacia los alrededores de la quebrada que lleva el mismo nombre (Hojas 6151-I, 6152-II).

Descripción litológica y datos de campo:

Bajo este término se intenta generalizar a los tipos de rampas de denudación existentes en la Penìnsula, las cuales están modeladas directamente sobre las rocas del basamento geológico y originadas por procesos de arrastre o ablación (escurrimiento superficial). En el caso de Paraguaná se encuentran asociadas con las elevaciones de origen ígneo-metamórfico. Se dan pendientes de hasta 30° entre la cabecera y el piedemonte. La inclinación de estas rampas es moderada y los materiales acumulados provienen de los relieves mas elevados de la zona.

Los diferentes tipos de rampa, muestran entre sus componentes litológicos el grado de evolución del proceso de acumulación, erosión y explayamiento de estos materiales. En el caso particular de la rampa de denudación de margas (Tpp8) se puede observar que gran parte de dichos sedimentos han recubierto parcialmente los afloramientos del Cerro Arajó, originando un tipo de suelo presente en la zona de Yabuqiva, que ha permitido el desarrollo de actividades agrícolas. Los cursos de agua, aunque poco caudalosos y de régimen intermitente, han producido una erosión intensa debido a las fuertes pendientes.

Esta unidad está limitada al sur por la Escarpe de Cunacho, visto en la figura 38 y que atraviesa a la Península casi por completo en sentido este-oeste y posee una altitud promedio de 12 m. Este escarpe está constituido por una capa de caliza que yace sobre una amplia capa arcillosa. VILLAVICENCIO (1990), interpreta este escarpe como un fallamiento consecuencia de un basculamiento sufrido por la Península. De esto último, los autores no han encontrado evidencias en superficie, si bien pudiera ser el reflejo del fallamiento en el basamento.



Figura 38. Cuesta con exposición norte del Escarpe de Cunacho.

Contactos:

Debido a que estas unidades representan una transición entre la montaña y la altiplanicie, es muy común observar los contactos entre estas rampas y los abanicos de explayamientos de las laderas de las montañas. En otros casos pueden observarse en contacto con los bajos de ablación de caliza en la zona noroeste de la Península.

4.1.4.8. Altiplanicie de calizas (Tpp12)

Ubicación geográfica:

Se encuentra ubicada hacia el norte de la Península, abarcando desde el sur de la Salina de Bajarigua hasta la zona norte de la Mesa de Cocodite (hojas 6251-IV, 6252-III). También puede ser observada en la región suroeste donde se encuentra rodeada del aluvión fluvial (Qh1) (Fig. 39) (Hoja 6151-II).

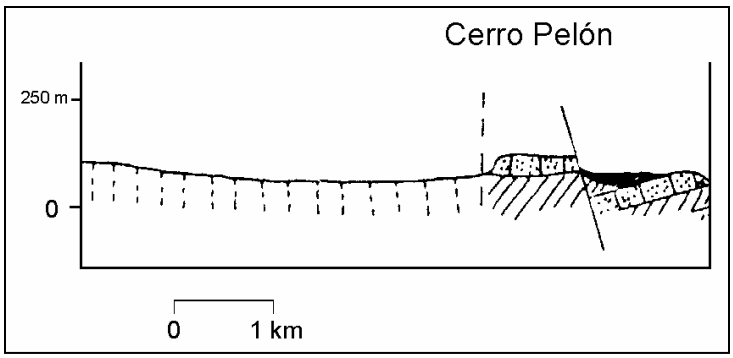


Figura 39. Corte esquemático de la Altiplanicie de calizas (Tpp12) en Cerro Pelón.
(Tomado y modificado de DANIELO 1976)

Descripción litológica y datos de campo:

Poseen un alto relieve con crestas generalmente bien definidas y vertientes predominantemente complejas. El desnivel entre las crestas y la base de las vertientes no sobrepasa los 30 m de altura.

Contactos:

Hacia el este, la altiplanicie de la zona norte limita con la unidad de rampa de explayamiento (Qp4), mientras que del lado oeste limita con la unidad de colinas bajas en forma de loma

(Tpp14). En el caso de la altiplanicie ubicada al suroeste, está en contacto a lo largo de todos sus extremos con el aluvión fluvial presente en esta zona.

4.1.4.9. Colinas de calizas (Tpp13) y Colinas bajas en forma de loma (Tpp14)

Ubicación geográfica:

Las colinas de calizas se observan en una pequeña zona alargada en sentido noroeste-sureste hacia la zona noreste de la serranía de los cerros Santa Ana, Siraba y la Fila de Tausabana-El Rodeo (Hojas 6251-III, 6251-IV). Las colinas bajas en forma de lomas abarcan una mayor extensión hacia el norte de la Península, donde una primera franja norte-sur se encuentra desde Punta Macoma hasta el norte de la Mesa de Cocodite (Hojas 6152-II, 6151-I, 6252-III, 6251-IV), una segunda franja más estrecha puede ser observada más hacia el este, abarcando desde el norte de Pueblo Nuevo hasta las cercanías del Cerro El Alto, al este de la Salina de Bajarigua (Hojas 6252-III, 6251-IV).

Descripción litológica y datos de campo:

De acuerdo con VILLAVICENCIO (1990), el relieve de estas pequeñas colinas se observa en las cercanías de las zonas elevadas. Se origina a partir del levantamiento y posterior erosión de la Formación Paraguaná. Están constituidas por arenisca, arcilla, entre otras, y han sido afectadas notablemente por la erosión eólica. Tienen escasa altitud y las Colinas bajas en forma de lomas (Tpp13) contienen en su base material coluvional acumulado y explayado que presenta evidente oxidación.

Contactos:

Las colinas de caliza ubicadas al sureste, limitan al oeste con las Rampas de denudación de margas con coluviación (Tpp10) y al este con los Relieves de cuesta da caliza (Tpp7), las Rampas coluviales (Qp3) y los Explayamientos terminales (Qp1). Las Colinas bajas en forma de loma de la zona norte, limitan al este con la Altiplanicie (Tpp12) y al oeste con los Bajos de ablación de calizas (Tpp4b). La segunda franja de lomas más estrecha, limita hacia el este con el Explayamiento terminal (Qp1) y al oeste con la Rampa de explayamiento (Qp4) y la Altiplanicie (Tpp12).

4.1.5. Formación Cantaure (Tmca)

Esta unidad fue descrita inicialmente por JUNG (1965), quien le asigna este nombre a los sedimentos aflorantes cerca de la Mesa de Cocodite, sin embargo, MACDONALD (1968), utiliza el término informal de "Lutita Arcillosa de Punto Fijo" para distinguir esta litología.

Ubicación geográfica:

Se encuentra al sur de la Mesa de Cocodite en la zona central de la Península. De acuerdo con REY (1996), su localización se restringe únicamente a las cercanías de la Casa Cantaure, a 4,1 km al oeste de la Iglesia de San José de Cocodite, representando aproximadamente un 1% de las rocas sedimentarias expuestas en Paraguaná (Hoja 6151-I-NE y 6251-IV-NO).

Litología y descripción de campo:

Es importante resaltar que la baja topografía de la zona que contiene los principales afloramientos de esta Formación, es limitante a la hora de encontrar buenos afloramientos y para hacer una descripción de la sección completa de la unidad.

Con el término informal de "Lutita Arcillosa de Punto Fijo", MACDONALD (1968) describe un conjunto de lutita arcillosa fosilífera, caliza arenosa parda, con nódulos esporádicos de yeso, calizas concrecionaria intercalada en la arcilla y localmente, por conglomerado basal de guijarros de cuarzo no consolidados.

Según REY (1996), la base de la Formación está representada por caliza y arcillita fosilífera. En la parte media, en la sección observada en un pozo de agua llamado Pozo Cantaure, se observa una alternancia de arenisca y arcillita, mientras que hacia la quebrada El Socorro, se observa una limonita arenosa friable en contacto abrupto con una arenisca compacta como la que se muestra en la figura 40. La parte superior parece estar representada por una arcillita. Una columna generalizada que ilustra esta sección, se muestra en el anexo 35.



Figura 40. Arenisca compacta de la Formación Cantaure, afloramiento en la Qda. Barbasco a 300 m al sur de la Casa Cantaure.

En la figura 41 se muestra una capa de caliza típica de la base de la sección, presenta fósiles que muestran una gradación normal, desordenados y abundantes hacia la base y alineados paralelamente a la estratificación y menor hacia el tope. También se encuentran fragmentos de conchas en las arcillitas de color gris oscuro.



Figura 41. Caliza basal de la Formación Cantaure con conchas que gradan normalmente. Afloramiento en la Qda. Barbasco aproximadamente a 500 m al sur de la Casa Cantaure.

Hacia la parte media, en el Pozo Cantaure las areniscas son friables masivas de color ocre y las arcillitas son grises con fragmentos de conchas, los contactos entre ellas son transicionales. Hacia la quebrada El Socorro, la limonita es de color ocre, calcárea y la arenisca es de color ocre que meteoriza a negro. Finalmente, la parte superior de la Formación parece estar representada por una arcillita limosa color gris claro (Fig. 42) que meteoriza a colores abigarrados y dentro de

la cual se encuentran los niveles ricos en fauna de moluscos descritos en numerosos estudios anteriores. Estos niveles sólo están presentes en dos zonas, en la loma Barbasco al sur de la casa Cantaure y 1,5 km al oeste de la misma, sin que aparezcan expuestos verticalmente, aflorando sólo por efectos de lavado de las pequeñas colinas.



Figura 42. Arcillita de la Formación Cantaure con alto contenido fósil (molusco a la izquierda). Afloramiento en la Qda. Barbasco aproximadamente a 500 m al sur de la Casa Cantaure.

Petrografía:

De los resultados obtenidos a partir de análisis petrográficos realizados por GARCÍA (1993), en una muestra recolectadas de la Formación Cantaure (Anexos 6 y 8). La roca predominante de esta Formación es la Caliza granular con lodo (packstone) y el promedio del porcentaje de sus componentes esta contenido en la tabla 5.

Tabla 5. Promedio porcentual de las características petrográficas de las rocas de la Formación Cantaure (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).

Clasificación predominante: Caliza granular con lodo (Packstone)				
Componentes (%)	Aloquímicos	**54**	Algas rojas	12
			Moluscos	5
			Foraminíferos	10
			Equinodermos	2
			Fragmentos fósiles	25
	Ortoquímicos	**38**	Micrita	10
			Microespato	16
			Espato	12
	Extraclástos	**2**	Cuarzo	2
			Feldespatos	0
			Otros	0
Porosidad		**6**	Disolución	3
			Móldica	3

Entre los componentes aloquímicos encontrados en análisis petrográfico de GARCÍA (1993), se encuentran fragmentos de *Balanus* (25%), algas rojas (12%), foraminíferos (10%), moluscos (5%) y equinodermos (2%). La matriz es de lodo carbonático (10%) parcialmente recristalizada a microespato (16%) y el cemento es de calcita equigranular (12%), precipitado. La porosidad es de disolución de matriz (6%) y móldica (3%) y contiene extraclastos de cuarzo (2%).

Dentro de la sección encontrada en el pozo Cantaure, donde existe la alternancia de areniscas y arcillitas, GARCÍA (1993) reporta abundantes fragmentos de roca ígneo-metamórfica de color verdoso, provenientes posiblemente de la erosión de la metagranodiorita, y fragmentos de rocas metamórficas; así como restos de materia orgánica, óxidos de hierro, cuarzo, calcita, pequeños bivalvos, foraminíferos, briozoarios, pterópodos y ostrácodos.

Contactos:

De acuerdo con MACDONALD (1970), esta unidad suprayace discordantemente a la Filita de Pueblo Nuevo. GARCÍA (1993), alega que el contacto inferior es discordante sobre la Metagranodiorita de El Amparo, y el contacto con las rocas de la Filita de Pueblo Nuevo se asume discordante aunque no está expuesto en las secciones estudiadas.

Subunidades:

4.1.5.1. Rocas conglomeráticas (Tmca1)

Este tipo de rocas se encuentran al este de San José de Cocodite en una zona al sur de la Mesa del mismo nombre. El tipo litológico está descrito por MACDONALD (1968) como un conglomerado no consolidado de guijarros de cuarzo que afloran localmente hacia la base de la unidad. Hacia su límite norte está en contacto discordante con la Metagranodiorita de El Amparo, mientras que hacia su límite sur está en contacto también discordante por debajo de los Relieves de cuesta de calizas de la Formación Paraguaná (Tpp6).

4.1.5.2. "Lutita de Cocodite" (Tmca2): En los trabajos realizados por el personal de la CREOLE (1968), se refleja la cartografía de una subunidad arcillosa ubicada hacia el flanco este de

la Mesa de Cocodite, al oeste de Pueblo Nuevo. REY (1996) describe las rocas de esta zona como arcilitas de color gris con fragmentos de conchas con un espesor aproximado de 1 m. Su límite oeste está contacto de falla con la parte este de la Filita de Pueblo Nuevo y hacia su límite oeste está en contacto discordante con las Rampas de denudación de lutitas (Tpp9) de la Formación Paraguaná.

4.2. UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS

Los cuerpos de rocas ígneo-metamórficas presentes en Paraguaná, se encuentran a lo largo de las colinas alargadas en sentido este-oeste que comprende los cerros Santa Ana, Siraba, Arajó y la Fila de Tausabana-El Rodeo, constituidos por rocas máficas y ultramáficas. Hacia la Mesa de Cocodite afloran rocas ígneo-metamórficas que se encuentran emplazadas en una secuencia de rocas metamórfico-sedimentarias al oeste de Pueblo Nuevo.

LEYENDA DE UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS

Unidades de litosfera oceánica

Cretácico

Ksa Basalto de Santa Ana
- Ksa2 Basalto porfídico
- Ksa1 Basalto afanítico

Ka Diabasa de Arajó

Kc Gabro de Capuana
- Kc5 Gabro sausuritizado
- Kc4 Gabro pegmatítico gnéisico
- Kc3 Gabro pegmatítico
- Kc2 Leucogabro
- Kc1 Gabro olivinífero-piroxénico de Siraba

Ker Ultramáficas de El Rodeo
- Ker1 Dunita
- Ker2 Ultramáficas de El Rodeo con alteración sílico-ferruginosa-magnesiana

Unidades de corteza continental

Jurásico Tardío

Jpn Filita de Pueblo Nuevo
- Jpnc Metarenita conglomerática
- Cuarcita
- Metaconglomerado
- Mármol

Pérmico

Pea Metagranodiorita de El Amparo

4.2.1. Basalto de Santa Ana (Ksa)

Ubicación geográfica:

Esta litología ocupa casi la totalidad del Cerro Santa Ana, ubicado entre el norte del pueblo homónimo y el este del poblado de Moruy (Fig. 42). Constituye la elevación topográfica más importante y dominante del paisaje de la Península. En este cerro aflora de manera prominente la masa de basaltos que constituyen la unidad, sin embargo la presencia se ve intensificada hacia sus flancos norte y sur. (Hojas 6251-IV-SO y 6251-III-NO).



Figura 43. Cerro Santa Ana (Vista de su flanco este, en la entrada desde Moruy).

Litología y descripción de campo:

El Cerro Santa Ana representa la expresión de un pilar tectónico asociado a fallas normales que inclinan la secuencia gabroide-basáltica estratificada, entre 15 y 45° sur y dejan expuesta la aguda proyección central del pilar erosionado. Las rocas presentes dentro de la unidad son densas, resistentes, de color verde claro a oscuro y con textura predominantemente afanítica.

Según MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972), la unidad representa una secuencia presuntamente estratificada de basalto afanítico que alterna con niveles basáltico-porfídico (Fig. 44), en forma de capas de flujo gradadas, rítmicas y cíclicas en contactos abruptos o transicionales.



Figura 44. Afloramiento de basalto porfídico cruzado por un dique de basalto afanítico (Camino de Moruy hacia el Cerro Santa Ana).

Subunidades:

El levantamiento, realizado por MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972), establece dos unidades cartografiadas, a saber:

4.2.1.1. Basalto afanítico (Ksa1)

La litología afanítica es dominante, sin embargo hay presencia de la variedad porfídica en escasa proporción y cuerpos gabroides. Se encuentra hacia el flanco norte del cerro y hacia una pequeña zona en el flanco oeste, cerca del poblado de Moruy.

4.2.1.2. Basalto porfídico (Ksa2)

Al contrario de la unidad anterior aquí predomina la textura porfídica, sin embargo se observa la presencia de rocas afaníticas y niveles gabroides. Las proporciones de las dos unidades gradan entre sí. Ocupa la mayor extensión del cerro, exceptuando la cumbre y parte del flanco oeste, donde esta en contacto con la Diabasa de Arajó.

Ambos tipos de basalto exhiben una composición mineralógica semejante, pero tienen variaciones de los parámetros químicos que probablemente se relacionan con su variabilidad textural (MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA 1972).

Petrografía:

La roca consiste de fenocristales de clinopiroxeno diopsídico con lamelas de exsolución parcialmente actinolitizado (según difracción de rayos x parece tender a la serie diópsido-augita); y plagioclasa cálcica de composición variable (An 55 – An 67), con bordes corroidos, superficies actinolitizadas y sausuritizadas, alterando a caolinita, y zoisita que pudiera ser vesubianita (GRANDE, com. pers.) (Anexo 19). Estos fenocristales están embebidos en una matriz pseudoisotrópica ligeramente coloreada pardo marrón. Las rocas de la unidad se observan intensamente sausuritizadas y la hornblenda parcialmente uralitizada.

Se observan cristales de hornblenda poiquilítica y clinopiroxeno diopsídico en una matriz feldespática de colores pardos a oscuro, aparentemente orientada. En esta zona también se puede apreciar el desarrollo de bandas de hornblenda de hasta 10 y 15 cm de longitud.

Una muestra (15B) tomada en la subunidad de Basalto porfídico (Ksa2), corresponde a un basalto que contiene una matriz afanítica (60%), compuesta principalmente de plagioclasa, cristales de plagioclasa con fenocristales (26%) de labradorita-bitownita, hornblenda (10%), minerales opacos (4%) y el apatito se presenta como mineral accesorio. Predomina la textura porfídica y la alteración de todos los minerales.

Foliación y diaclasamiento:

Los datos recolectados por MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972), muestran que la orientación de una problable e incipiente foliación metamórfica que varía entre N65 a 85°E e incide con un ángulo de 5 a 6° con el rumbo de la capa de flujo gradada, si bien podría tratarse de zonas locales cizalladas.

Por otra parte, dentro de la unidad se desarrollan dos sistemas de diaclasas dominantes, el primero de orientación N70E y el segundo N20W, que aunados al intenso fallamiento tensional, han originado pilares tectónicos.

Contactos:

La unidad se encuentra intrusionando a un gabro piroxénico-hornbléndico-pegmatítico, cuyos contactos difusos permiten suponer temperaturas similares de ambos cuerpos al momento de la intrusión. En su límite oriental, El Basalto de Santa Ana está en contacto de falla con rocas anortosítico-hornbléndicas del Gabro olivinífero-piroxénico de Siraba. MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972), indican que las lineaciones minerales forman un alto ángulo de incidencia con respecto a las que muestra dicha subunidad. En otras zonas, las relaciones con el gabro se ven oscurecidas por los sedimentos aluviales de las laderas.

4.2.2. Diabasa de Arajó (Ka)

Ubicación geográfica:

Se encuentra en una pequeña zona hacia el noroeste del Cerro Arajó, el cual tiene una extensión total aproximada de 5 km^2 a lo largo de una dirección este-oeste (Hoja 6151-II-NE y 6251-III-NE). La unidad también puede ser observada en la cumbre del Cerro Santa Ana, vista en la figura 45, extendiéndose laderas abajo del flanco oeste de dicho cerro (DICKEY 1932). (Hojas 6251-IV-SO y 6251-III-NO).



Figura 45. Cima del Cerro Santa Ana constituida por la Diabasa de Arajó (Ka).

Litología y descripción de campo:

DICKEY (1932), la describe como una roca de grano fino a medio, de color gris oscuro a negro. Hacia el extremo suroeste de la unidad, encuentra rocas de grano fino que posiblemente pueden pertenecer a gruesos diques.

La diabasa es de color negro, inequigranular seriado, de grano medio a grueso, muy compacta, como se aprecia en la figura 46. Esta constituida por plagioclasa, augita diopsídica y magnetita como accesorio (MISTAGE *et al*. 1989). MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972) describen características mineralógicas y químicas similares al Basalto de Santa Ana pero con las texturas propias de diabasa. Se presenta cierta orientación mineral en las cercanías con fallas que lo afectan. En el flanco este del Cerro Arajó, aparecen niveles anortosíticos y diques de gabro olivínico piroxénico



Figura 46. Afloramiento de diabasa en el camino hacia la cumbre del Cerro Santa Ana.

Petrografía:

De acuerdo con DICKEY (1932) la diabasa estaba originalmente compuesta de los mismos minerales que los gabros (plagioclasa y augita), la diferencia recae en que el contenido de feldespato es dominante y su tamaño es menor en la diabasa. Las plagioclasas se encuentran muy alteradas y es difícil determinar su composición original. Se identificaron cristales rectangulares de augita con los bordes redondeados. Se identifican trazas de ilmenita, magnetita y pirita. También existen evidencias de sausuritización, sericitización y albitización intensa.

Los análisis petrográficos de la Diabasa de Arajó (MISTAGE 1989), se muestran en el anexo 9. La tabla 6, contiene el promedio de los componentes presentes en 6 muestras de la unidad.

Tabla 6.Porcentajes promedio de los componentes principales presentes en la Diabasa de Arajó (Ka). Cada componente principal con sus minerales de alteración. Tomado y modificado de MISTAGE (1989).

Componentes		**Ka**
Clinopiroxeno	Clinopiroxeno	11
	Epidoto	2
	Hornblenda	7
	Hornbl. Kaersutítica	1
	Actinolita/tremolita	3
	Epidoto	62
Magnetita		1
Minerales de alteración	Leucoxeno	1
	Actinolita/Tremolita	12

La diabasa exhibe textura subofítica, la plagioclasa está mayormente sausuritizada y solo se presenta como pequeñas zonas blanquecinas dentro de las zonas epidóticas. El clinopiroxeno está uralitizado, de color marrón, algunos están alterando a epidoto con bordes irregulares y deformados.

Al este del Cerro Arajó este mineral se presenta sustituido parcialmente por actinolita-tremolita y en el extremo oeste la sustitución es por hornblenda, la cual presenta textura poiquilítica. La textura varía desde subbofítica a incipientemente ofítica (Fig. 47) en el extremo este hasta marcadamente ofítica en el extremo oeste del cerro. La textura poiquilítica en las plagioclasas se observa con inclusiones de epidoto que pueden resultar de la alteración de hornblenda (MISTAGE *et al*. 1989).

El análisis petrográfico de una muestra (DA1) perteneciente a esta unidad, (en la cumbre del Cerro Santa Ana), contiene una matriz afanìtica, arcillosa producto de alteración (35%), clorita (25%), piroxeno posiblemente de tipo augita (13%), cuarzo (4%), minerales opacos (4%), serpentina (3%). El epidoto y el apatito se presentan como minerales accesorios.

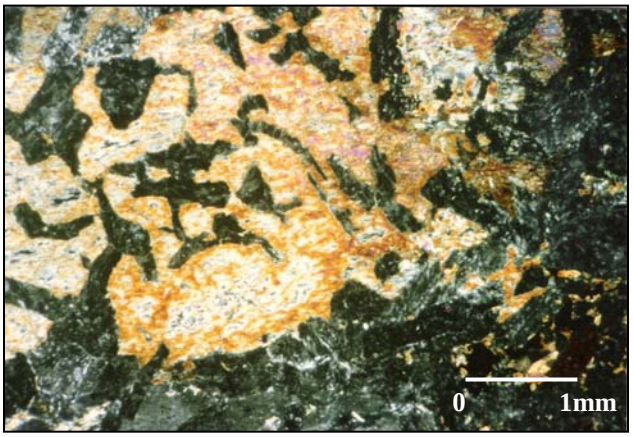


Figura 47. Textura ofítica reliquia en la Diabasa de Arajó (Tomado de MISTAGE 1989).

Contactos:

En el Cerro Arajó se encuentra en contacto abrupto y de falla con el gabro pegmatítico-gnéisico (Kc4). En el flanco noroeste del cerro, la unidad se encuentra en contacto discordante con los Bajos de ablación de margas (Tpp5) y con sedimentos cuaternarios de la Rampa coluvial (Qp3). Al oeste del Cerro Santa Ana, se encuentra en contacto abrupto con el Basalto porfídico (Ksa2) y con los Gabros pegmatíticos (Kc3), más al oeste del cerro está en contacto discordante con el Abanico de explayamiento (Qp2).

4.2.3. Gabro de Capuana (Kc)

Ubicación geográfica:

En líneas generales, las rocas gabroides de Paraguaná afloran en la Serranía que conecta los cerros Santa Ana, Arajó y la Fila de Tausabana-El Rodeo (Fig. 48), al sureste de la Península (Hojas 6251-IV-SO y 6251-III-NO, 6151-II-NE y 6251-III-NE).

Litología y descripción de campo:

Según DICKEY (1932) los gabros representan una transición hacia las diabasas que se encuentran en las zonas más altas del cerro Santa Ana. Son de color gris oscuro a negro

dependiendo de la cantidad de anfíbol y olivino. Las zonas meteorizadas muestran un color de amarillo claro a marrón rojizo. El tamaño de grano varía entre 1 mm y 1 cm.



Figura 48. Fila de Tausabana-El Rodeo, vista desde el flanco este del Cerro Santa Ana.

En el extremo sur del Cerro Siraba, existen niveles anortosíticos sausuritizados de entre 3 y 70 cm, de color blanco grisáceo y masivos, que presentan un grueso aspecto estratificado con rumbo N30E y de 60° a 80° de buzamiento norte (MISTAGE *et al.* 1989). Hacia borde del cerro, se presentan pequeños diques de gabro olivinífero piroxénico de color negro y de grano medio. Son compactos y aumentan progresivamente su espesor y su continuidad lateral hasta aflorar en una extensa área en lo más alto del cerro.

Subunidades:

4.2.2.1. Gabro sausuritizado (Kc5)

Aflora en pequeñas zonas del flanco sur de los cerros Arajó, Santa Ana y Siraba. MARTÍN BELLIZZIA (1960), lo describe como una roca densa, de color verde claro y con textura afanítica. Se encuentra intensamente alterado a un producto pardo marrón (Fig. 49), compuesto de sericita, calcita, zoisita, clorita y óxidos de hierro. Domina la presencia de oligoclasa-andesina como fenocristales con menor grado de alteración, también se encuentra piroxeno (posiblemente augita), pirrotita y pirita. La presencia de la oligoclasa-andesina y la textura porfídica subofitica, permiten a la autora considerar a esta unidad como parte del borde de enfriamiento de la masa intrusiva.



Figura 49. Afloramiento del gabro sausuritizado. Cantera del flanco sur del Cerro Arajó.

4.2.2.2. Gabro pegmatítico gnéisico (Kc4) y Gabro pegmatítico (Kc3)

Estas dos unidades fueron cartografiadas por MARTÍN BELLIZZIA (1960). El gabro pegmatítico gnéisico como el que se muestra en la figura 50, se encuentra al oeste del cerro Arajó y el gabro pegmatítico se ubica en el centro y flanco norte del cerro Santa Ana. Estas dos unidades no presentan características mineralógicas diferentes al resto de las unidades del Gabro de Capuana. Según MISTAGE *et al.* (1989) representan una zona de mezcla de litologías, donde están presentes rocas ultramáficas, extremadamente serpentinizadas, con lentes de troctolita y gabros pegmatíticos. Esta mezcla de litologías se presenta repetidas veces y la zona esta muy tectonizada. La foliación del gabro pegmatítico gnéisico es E-O a N60E y está modificada por el intenso fallamiento en bloques (MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA, 1972). Estas dos subunidades parecen ser originadas por el mismo cuerpo plutónico original, siendo una parte más deformada y tectonizada que la otra.



Figura 50. Gabro pegmatítico Cantera del flanco sur del Cerro Arajó.

4.2.2.3. Leucogabro (Kc2)

Se encuentra ubicado en las zonas más elevadas del Cerro Siraba, incluyendo su cumbre y en una de las estribaciones hacia el noreste; también aflora en la sección que une este cerro con la Fila de Tausabana-El Rodeo (Fig. 51). MARTÍN-BELLIZZIA (1960), describe una roca verde grisácea con fábrica hipidiomórfica granular gruesa, parcialmente milonitizada, con intensa sausuritización y serpentinización de los piroxenos. Contiene plagioclasa zonada (probable andesita-labradorita), piroxenos (enstatita y escaso hipersteno), y anfibol (tremolita-actinolita).



Figura 51. Muestra del leucogabro. Cantera del flanco sur del Cerro Arajó.

4.2.2.4. Gabro de Siraba (Kc1)

Aflora hacia el extremo noreste del Cerro Siraba y en una pequeña porción del flanco sur del Cerro Arajó. De acuerdo con MISTAGE *et al.* (1989), el gabro que aflora en el Cerro Siraba, es de color verde claro y meteoriza a castaño rojizo, es inequigranular seriado, de grano grueso a medio y muy compacto (Fig. 52). En general, las rocas se encuentran muy alteradas y tectonizadas. Contiene además de los minerales del resto de las subunidades olivino y piroxeno.



Figura 52. Gabro olivinífero. Cantera del flanco sur del Cerro Arajó.

Petrografía:

Según DICKEY (1932) los minerales esenciales son augita y diálaga en proporciones casi iguales. El olivino fue encontrado al noreste del Cerro Siraba, la plagioclasa varía en composición Ab35-An65 a Ab45-An55. Los minerales accesorios presentes son apatito, magnetita e ilmenita. Los tipos de alteración observados son: sausuritización, albitización y sericitización, desarrollando cristales de zoisita, clorita, calcita.

Los análisis petrográficos realizados por MISTAGE (1989) a 62 muestras de rocas de la unidad del Gabro de Capuana (Kc), se muestran en los Anexos 9, 10 y 11. La tabla 7, contiene los porcentajes promedios de sus componentes. (Ver anexos 18-19 y 20).

Tabla 7. Porcentajes promedio de de los componentes de las subunidades del Gabro de Capuana (Kc) (Tomado y modificado de MISTAGE 1989).

Componentes		Unidades				
		Kc1	Kc2	Kc3	Kc4	Kc5
Olivino	Olivino	1	0	8	0	0
	Serpentina	5	5	6	0	0
Clinopiroxeno	Clinopiroxeno	29	24	4	13	23
	Serpentina	3	2	0	0	0
	Epidoto	0	0	0	1	1
	Hornblenda	0	3	0	0	8
	Hornbl. Kaersutítica	0	3	0	0	0
	Actinolita/tremolita	3	9	6	9	11
Plagioclasa	Plagioclasa	15	7	22	5	6
	Epidoto	30	43	35	36	50
Magnetita		0	0	2	1	0
Minerales de alteración	Serpentina	0	0	13	0	0
	Leucoxeno	0	0	0	2	1
	Clorita	0	1	0	0	0
	Actinolita/tremolita	4	3	2	3	0
	Esfena	0	0	1	0	0
	Oxido de hierro	0	0	1	0	0

El gabro está constituido principalmente por plagioclasa, augita diopsídica y olivino, con trazas de magnetita y pirita. La plagioclasa está sausuritizada, con bordes aserrados algunos cóncavo-convexo, las maclas están deformadas con desarrollo de “kink band” y muy fracturadas como se muestra en la figura 53. Las plagioclasas resultan de tipo labadorita (An50-An70). El producto de alteración es un epidoto marrón negruzco, microgranular de aspecto terroso. La

augita está parcialmente uralitizada, es de color marrón, con bordes aserrados y cóncavo-convexos. El olivino se está serpentinizado, muy fracturado y con aspecto granudo. La serpentina es de color verde amarillento a incolora, de hábito hojoso. Los niveles anortosíticos presentan porcentajes inferiores a un 8% de olivino (MISTAGE *et al.* 1989).

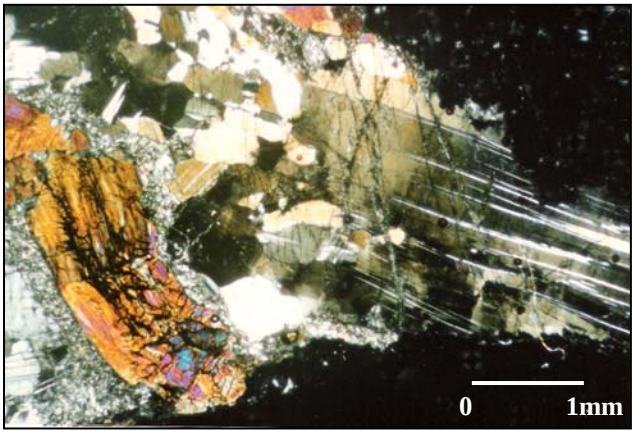


Figura 53. Fuerte desarrollo de "kink band" en maclas con plagioclasa. Tomado de MISTAGE (1989)

En una muestra (14B) perteneciente a la unidad de Gabro pegmatítico (Kc3), se observó biotita (35%), plagioclasa del tipo labradorita (50%) y piroxeno (15%) que se encuentra totalmente fracturado. Existe un alto índice de alteración.

Foliación:

Este rasgo estructural es común en los lentes de gabro, y tal foliación se observó bien definida en las zonas cercanas a las fallas. La orientación preferencial de los escasos planos de foliación medidos en estos cuerpos tiende hacia una orientación E-O con un buzamiento generalmente hacia el sur (MISTAGE 1989).

De la descripción anterior no queda claro si estas estructuras realmente corresponden a una foliación debido a la deformación de la roca o son remanentes de una estratificación de cúmulus. En el limitado trabajo de campo realizado por los autores no se visualizó tal foliación.

Contactos:

La zona de contacto entre las rocas gabroides y la harzburgita de las Ultramáficas de El Rodeo es abrupta, se reconoce en superficie por el cambio brusco entre el color rojizo de la alteración de las rocas ultramáficas y el ocre amarillento del gabro de Siraba. En esta zona, el gabro presenta un carácter gnéisico milonítico, mientras que hacia las zonas inmediatamente al sur del Cerro Siraba, se observa una zona de mezcla tectónica de litologías, donde se pueden observar rocas ultramáficas muy serpentinizadas, lentes de troctolita, gabro pegmatítico y el Gabro de Siraba (MISTAGE *et al.* 1989).

4.2.4. Ultramáficas de El Rodeo (Ker)

Ubicación geográfica:

Se encuentra hacia el sureste de la Península, aflorando a lo largo de la fila Tausabana-El Rodeo. Abarca un área aproximada de 20 km^2. Una estrecha franja que bordea el extremo este de la fila de Tausabana-El Rodeo comprende la subunidad de alteración sílico-ferruginosa-magnesiana (Ker2), (Hojas 6251-IV-SO y 6251-III-NO, 6151-II-NE y 6251-III-NE).

Litología y descripción de campo:

Esta unidad presenta la mayor diversidad de litologías del área estudiada: harzburguita (78%), rocas gabroides (gabro, gabro olivinífero, norita, norita olivinífera, troctolita y anortosita) (15%), dunita (5%), piroxenita (2%), epidosita y mineralizaciones asociadas de cromita (menor a 1%). Se observa un incremento en la meteorización del centro a la periferia (Fig. 55); sumamente fracturado, diaclasado y fallado. Tanto en las diaclasas como en algunas fallas de poco desplazamiento es común encontrar costras de magnesita en la cual se observan estrías, que indican movimiento inverso (MISTAGE *et al.* 1989). Posee un bandeamiento probablemente primario, con rumbo preferencial E-O y buzamiento norte (MISTAGE 1989).

La **harzburgita** es el tipo de roca más común de la unidad, en la figura 54 se muestra sus características más notorias como el color verde oscuro, meteoriza a anaranjado rojizo,

relativamente compacta, un poco deleznable y de aspecto terroso, se encuentra serpentinizada. Es común observar zonas de mayor alteración como en el contacto con la unidad del Gabro de Capuana. La harzburgita está constituida por: olivino, enstatita y augita; como minerales accesorios están presente cromita y magnetita. Los minerales secundarios presentes son: ópalo, carbonato (probablemente magnesita) y vetillas de cuarzo. Presenta un incremento gradual en el porcentaje de olivino en su parte norte, encontrándose mayores cantidades en lo más alto del cerro y flanco norte, pero hacia el extremo norte del mismo flanco existe un disminución en el porcentaje de olivino y un incremento de enstatita (MISTAGE *et al.* 1989).



Figura 54. Harzburgita, tipo de roca ultramáfica más común de la unidad. Afloramiento de carretera que atraviesa la Fila de Tausabana-El Rodeo.

La **piroxenita** está presente al este del Cerro El Rodeo en lo más alto, como pequeños lentes de hasta 10 m de largo por 0,5 m de espesor. Es de color negro, asociada al incremento de olivino en la transición de harzburgita a dunita. La roca está constituida por hipersteno y diopsido con magnetita como mineral traza, se clasifica como una ortopiroxenita (MISTAGE *et al.* 1989).

De acuerdo con MISTAGE *et al.* (1989) se encuentran cuerpos de **gabro** que afloran tanto en el cerro El Rodeo como en la fila de Tausabana, estos son tabulares y lenticulares. Hacia el cerro El Rodeo son de color gris, moteado, exhiben grano grueso a pegmatítico, milonitizado con textura augengneis con ojos de piroxenos de hasta 2 cm de longitud. Hacia la fila de Tausabana son de color negro, grano muy fino y textura de gneis milonítico. Están constituidos por augita y plagioclasa principalmente, posee magnetita como traza, y calcita y magnesita como minerales secundarios. Se observan pequeños diques de hasta 40 cm de espesor, siendo muy comunes los

de 3-10 cm, frecuentemente se encuentran cruzando a la harzburguita. Presentan cristales de tamaño medio a grueso y muy compactos.

El **gabro olivinífero** aflora en el Cerro El Rodeo en forma de lentes y se presenta desde pegmatítico, hasta de grano grueso a fino. Está constituido por plagioclasa, augita y olivino. La plagioclasa está sausuritizada, el piroxeno uralitizado y el olivino serpentinizado. En la zona de contacto con el Gabro de Capuana estos cuerpos exhiben total sausuritización en las plagioclasas y serpentinización en el olivino (MISTAGE *et al.* 1989).

La **norita** y la **norita oliviníferа** afloran principalmente en el extremo este de la unidad. Son de color gris claro de grano muy grueso a pegmatítico, y de color gris más oscuro al ser de grano medio a grueso. Está compuesta por augita, enstatita, plagioclasa, y para la norita oliviníferа, olivino. Como mineral accesorio se observa magnetita y como traza esfena. Los minerales secundarios presentes son: carbonato, vetillas de cuarzo, clorita, zoisita y pennina. La plagioclasa se encuentra sausuritizada, el olivino serpentinizado y la enstatita parcialmente sustituida por actinolita-tremolita (MISTAGE *et al.* 1989).

La **troctolita** aparece como cuerpos lenticulares, ubicados principalmente hacia el oeste de la unidad. Es de color gris negruzco a negro sumamente compacto, de grano fino a medio con incipiente orientación. Está constituido por abundante plagioclasa, olivino y magnetita como traza, es raro observar clinopiroxeno y cuando esto sucede el porcentaje no supera el 5%. La plagioclasa está sausuritizada y el olivino serpentinizado, los valores más altos de alteración se observan en el contacto con la unidad Gabro de Capuana (MISTAGE *et al.* 1989).

La **epidosita** es relativamente rara y se encuentra principalmente cerca de algunas fallas. Es de tonalidades verdosas con bandas irregulares blancas que meteorizan a gris claro azulado. Se presenta en venas o cuerpos que llegan a medir 70 cm de espesor, son muy compactas, fracturadas y diaclasadas en contacto abrupto con la roca serpentinizada (MISTAGE *et al.* 1989).

Según MISTAGE *et al.* (1989) la **anortosita** es de color gris, de grano grueso, sumamente compacta y presenta contacto abrupto con la harzburguita.

En las Ultramáficas de El Rodeo están presentes mineralizaciones de cromita, magnesita y arcillas expansivas (ver subunidad Ker2) (MISTAGE *et al.* 1989). La cromita se presenta diseminada y masiva. La diseminada consiste de pequeños cristales alargados y alineados de hasta 3 mm de longitud y de 3% de concentración. El cuerpo más importante de cromita masiva se encuentra en las zonas más elevadas del flanco sur del Cerro El Rodeo, tiene 50 m de largo por 1,5 m de ancho aproximadamente y según MÉNDEZ (1960) tiene 12 m de profundidad mínima. Este cuerpo está asociado a la zona de transición de la harzburgita y la dunita. MÉNDEZ (1960) afirma que las reservas probables son de 4.000 tm de mena de cromo. Cuerpos más pequeños de cromita masiva están ubicados a 100 m al este del anteriormente descrito y aproximadamente a 100 m al este del contacto discordante con los sedimentos Terciarios (MISTAGE *et al.* 1989).

Según MISTAGE *et al.* (1989) la magnesita se presenta asociada a la zona de mayor alteración de las rocas ultramáficas. Se observa en forma de enrejado que cruza a la harzburgita, no supera los 40 cm de espesor, encontrándose en fracturas y fallas de poco desplazamiento.

Subunidades:

4.2.4.1. Dunita (Ker1)

De acuerdo con MISTAGE *et al.* (1989), esta litología se ubica en la cima y en el flanco norte de el Cerro El Rodeo, representan el 5% de la unidad. Describe rocas de color verde oscuro que meteorizan a anaranjado pardo amarillento y que están constituidas principalmente por olivino y enstatita y por minerales accesorios como cromita y magnetita. Este grupo de rocas son densas, diaclasadas y cruzadas por un reticulado de vetillas de serpentina, que están localmente bandeadas (MARTÍN-BELLIZZIA 1960). La dunita está serpentinizada y cambia lateralmente su grado de alteración y su composición, presentando un 60% de olivino serpentinizado y ausencia de enstatita hacia el este, mientras que al oeste el porcentaje de alteración del olivino es de un 35% y la presencia de enstatita alcanza un 7% (MISTAGE *et al.* 1989).

4.2.4.1. Ultramáficas de El Rodeo con alteración sílico-ferruginosa-magnesiana (Ker2):

MARTÍN-BELLIZZIA (1960), considera las rocas ígneas que conforman el piedemonte de la Fila de Tausabana-El Rodeo como un producto de alteración supergénica de las peridotitas.

Describe este material como una costra de meteorización de color pardo-crema a pardo amarillento, de granulación fina, resistente, densa y de aspecto superficial semejante al de una caliza impura. El material se vuelve de un color pardo rojizo en las zonas en donde la meteorización se acentúa, mostrando una composición sílico-ferruginosa, de superficie porosa, dura y con cavidades de disolución. FEO-CODECIDO (1971), añade que este manto de meteorización puede llegar a tener hasta 4 m de espesor. Observando la variación de los porcentajes de los minerales que se encuentran en la costra de meteorización. CREOLE (1968) establece erróneamente que esta zona corresponde a la Formación Paraguaná pero metamorfizada.



Figura 55. Color de meteorización de las rocas ultramáficas de El Rodeo. Corte de carretera del lado oeste de la Fila de Tausabana-El Rodeo.

De acuerdo con FRANCO (1987, en MISTAGE *et al.* 1989) en la parte sureste de la unidad se ha delimitado un depósito de arcillas expansivas como producto de la alteración *in situ* de las rocas. El área mineralizada es de 25 Ha y cálculos realizados estiman unas 750.000 tm de reservas probables, de las cuales 500.000 tm son de buena calidad.

Petrografía:

A partir de los análisis petrográfico realizados por MISTAGE (1989) a 71 muestras de rocas ultramáficas de El Rodeo (Ker) y (Ker1) mostrados en los anexos 12, 13 y 14 se pueden obtener

los porcentajes promedios de sus componentes contenidos en la tabla 8. (Ver anexos 16, 17, 18 y 20).

Tabla 8. Porcentajes promedio de los componentes de las subunidades de las rocas ultramáficas de El Rodeo (Tomado y modificado de MISTAGE 1989).

Componentes		Unidades	
		Ker	Ker1
Olivino	Olivino	11	22
	Serpentina	17	66
Ortopiroxeno	Ortopiroxeno	2	4
	Serpentina	1	2
	Actinolita/tremolita	1	0
Clinopiroxeno	Clinopiroxeno	11	0
	Hornbl. Kaersutitica	6	0
	Actinolita/tremolita	1	0
Plagioclasa	Plagioclasa	29	0
	Epidoto	10	0
	Serpentina	1	0
Cromita		0	2
Espinela		0	1
Magnetita		8	0
Minerales de alteración	Carbonato	1	1
	Epidoto	0	1
	Clorita	13	0
	Actinolita/tremolita	2	0
	Esfena	0	0
	Oxido de hierro	2	1

En sus análisis petrográficos, MISTAGE (1989) indica que esta unidad presenta un aumento gradual en su composición del porcentaje de olivino de sur a norte, llegando a formar pequeños lentes de dunita, mientras que el porcentaje de forsterita en este mineral disminuye en el mismo sentido.

En la **harzburgita** el olivino es subhedral con cristales de 0,25 a 1 cm maclado, con bordes irregulares debido a la serpentinización, a veces sinuoso en contacto con el olivino, el cual está fracturado e incipientemente zonado con maclas deformadas en forma “kink band”. La augita se exhibe subhedral, de aspecto granudo, a veces con tendencia euhedral y poco serpentinizada. La serpentina es de color verde claro a incolora, con hábito hojoso o fibroso (Fig. 56) en bandas, donde el desarrollo de fibras es transversal a la banda. Es muy común la presencia de manchas de óxido de hierro (MISTAGE *et al.* 1989).

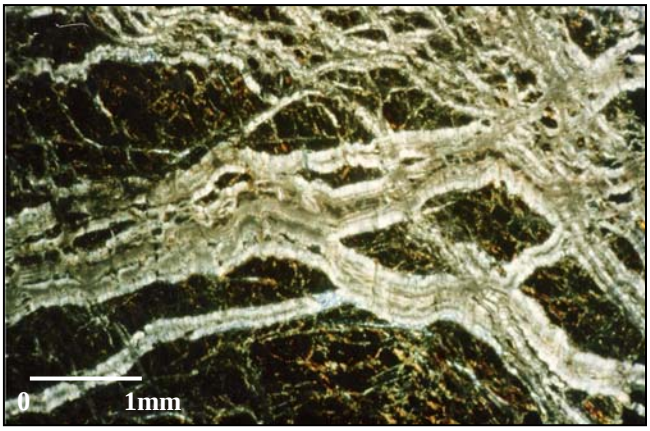


Figura 56. Máxima alteración en la harzburgita presente en las Ultramáficas de El Rodeo. Tomado de MISTAGE (1989).

En la **piroxenita** el ortopiroxeno se observa de subhedral a euhedral, con bordes longitudinales a sinuosos, están maclados y fracturados en forma de mosaico con desarrollo de lamelas de exsolución. Se observa talco como producto de alteración de minerales máficos el cual exhibe hábito fibroso y esta rellenando fracturas simulando un "cemento" (MISTAGE *et al.* 1989).

De acuerdo a MISTAGE *et al.* (1989) en el **gabro** la augita se presenta subhedral, con bordes irregulares además de la recristalización de la hornblenda. La plagioclasa (bitownita) se presenta subhedral con bordes aserrados con los granos de piroxenos maclados y deformados. En las rocas del Cerro El Rodeo la bitownita y la augita forman parte también de la matriz. La hornblenda es de color marrón rojizo fuertemente pleocroica, con cristales anhedrales a subhedrales con bordes aserrados. Se observa actinolita-tremolita incolora a verde claro levemente pleocroica de hábito hojoso a acicular.

En el **gabro olivinífero** (Fig. 57) la plagioclasa es labradorita (An67), es subhedral con bordes regulares, fracturada con maclas deformadas. El piroxeno y la actinolita-tremolita presentan las mismas características que las del gabro descrito anteriormente. El olivino se presenta granudo, muy fracturado. La plagioclasa y el piroxeno a veces se encuentran zonados muy localmente con textura ofítica, estos cuerpos muestran un carácter gnéisico-milonítico y el olivino incipientemente zonado (MISTAGE *et al.* 1989).

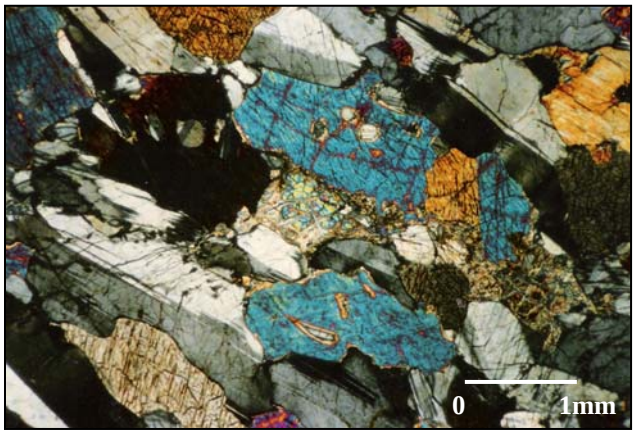


Figura 57. Gabro olininífero piroxénico como diques que intrusionan al Gabro de Capuana. Tomado de MISTAGE (1989)

En la **norita** y la **norita oliviníf**era la enstatita se presenta en fenocristales subhedrales con bordes irregulares, muestra lamelas de exsolución de diópsido muy fracturado. La augita tiene características similares a la enstatita pero sin lamelas de exsolución. A veces están zonados, deformados, fracturados y rotados, y también pueden estar formando parte de la matriz en cristales pequeños. La plagioclasa (labradorita An55) es subhedral con bordes irregulares, hábito tabular, maclas deformadas como "kink band" y sausuritizada (formando epidoto), las menos alteradas presentan un intercrecimiento con los piroxenos, algunas están incipientemente zonadas. En la norita oliviníf**era**, el olivino se presenta anhedral, granudo, muy fracturado y serpentinizado (MISTAGE *et al.* 1989).

La **troctolita** contiene bitownita (An80) de grano fino a medio, subhedral, con bordes aserrados a cóncavo-convexo en contacto con el olivino, se encuentra zonada, con maclas deformadas ("kink band"), fracturada; el olivino presenta procesos de serpentinización. El olivino, epidoto y serpentina exhiben las mismas características descritas para los otros tipos litológicos (MISTAGE *et al.* 1989).

En la **anortosita** la plagioclasa (bitownita) se observa con maclas polisintéticas deformadas, con bordes sinuosos y alterando a epidoto. El olivino está altamente fracturado y alterando a serpentina (MISTAGE *et al.* 1989).

El análisis químico hecho a cuatro muestras de las rocas ricas en cromita del Cerro El Rodeo, dan como resultado que es de bajo contenido de Cr_2O_3 (un promedio de 21,89%) y bajo contenido de MgO (un promedio de 7,96%), el porcentaje de alúmina tiene un promedio de 14,80% MÉNDEZ (1960). Por su parte corrobora el bajo contenido de cromo y reporta alto contenido de alúmina, a diferencia de otras cromitas presentes en el Caribe. Tanto MÉNDEZ (1960), como FRANCO (1987 en MISTAGE 1989 y MISTAGE *et al.* 1989) indican el carácter no comercial de las rocas primarias con cromita.

Contactos:

Está bordeando el extremo este del cerro El Rodeo en contacto con las rocas máficas y ultramáficas. Adicionalmente está en contacto con los relieves de cuesta de caliza (Tpp6), con las rampas de denudación de margas (Tpp10) y con las colinas de calizas (Tpp13).

METAMORFISMO DE LAS ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

Los cuerpos máficos-ultramáficos presentan una cierta orientación preferencial este-oeste. Como se observa en los análisis petrográficos mencionados anteriormente, existen minerales producto de alteración de los constituyentes primarios de las rocas, pero existen otros minerales cuya procedencia no es evidente y son de carácter metamórfico, lo cual también se observa en las fotomicrografias disponibles de MISTAGE (1989). Este metamorfismo es de bajo grado y muy incipìente donde no exista neomineralización que genere una foliación penetrativa en el macizo.

4.2.5. Filita de Pueblo Nuevo (Jpn)

Ubicación geográfica:

El nombre formal de Formación Pueblo Nuevo fue introducido por MACDONALD (1968), para designar a una secuencia de rocas originalmente arcillosas y arenosas levemente metamorfizadas y plegadas isoclinalmente expuestas al oeste de Pueblo Nuevo aflorando en dos zonas separadas por la presencia de la Metagranodiorita de El Amparo (hoja 6151-I-NE y 6251-IV-NO).

Litología y descripción de campo:

En la secuencia litoestratigráfica de la Filita de Pueblo Nuevo predominan filitas carbonáceas y meta-argilitas grises a negras, que contienen cuarzo diseminado en forma de finos granos alargados, presentándose a lo largo de toda su extensión lentes y capas ricas en cuarzo así como escasas capas delgadas de metaftanita (MACDONALD 1968). Este autor menciona diques de pórfido hornbléndico y de composición granítica (cuarzo-feldespático) cortando la unidad. Por su parte, DICKEY (1932) menciona la frecuente presencia de granos de limonita y pirita.

MACDONALD (1968), describe detalladamente dos zonas ubicadas al oeste de la Fila de Monte Cano, en donde la unidad es cortada por dos fallas subparalelas de orientación aproximada SSO-NNE (Figura 58).



Figura 58. Vista de la foliación que exhibe la filita en un afloramiento al este de la Fila de Monte Cano.

La primera zona corresponde al extremo más occidental de la unidad, en donde predomina la presencia de filita limolítica, carbonácea y metargilita de color gris oscuro a negro con capas y lentes de areniscas cuarzosas de grano fino levemente metamorfizadas, el cuarzo diseminado es abundante y se presenta en forma de finos granos alargados, también se observan lentes de mármoles discontinuos y no fosilíferos de varios metros de espesor. En la segunda zona ubicada más al este, se presentan capas de metarenisca conglomerática feldespática y filitas (Fig. 58), ambas intercaladas con capas y lentes de conglomerados de guijarros de cuarzo blanco.

Subunidades:

Dentro de esta unidad compuesta principalmente por filitas y pizarras grises, marrones y verdosas, se presentan zonas en donde predominan litologías diferentes, que en este caso están representados por metarenisca conglomerática, cuarcita, lentes de metaconglomerado y cantidades menores de mármol.

4.2.5.1. Jpnc Metarenisca conglomerática

Pequeños cuerpos de esta litología se presentan hacia el este de la unidad (Fig.59), en el flanco este de la Mesa de Cocodite. Son feldespáticas y poseen intercalaciones de metarenisca y filita (MACDONALD 1968).



Figura 59. Lente de metarenisca dentro de la filita en un afloramiento al este de la Fila de Monte Cano.

4.2.5.2. Cuarcita

Se presenta como capas y lentes a lo largo de toda la unidad. Es una roca compacta de grano fino aparentemente recristalizada por completo, presenta algunas pequeñas cavidades aparentemente ocasionadas por la disolución de material carbonático (DICKEY 1932).

4.2.5.3. Metaconglomerado

Están constituidos principalmente por guijarros de cuarzo blanco y se presentan como capas y lentes (MACDONALD 1968).

4.2.5.4. Mármol

Se presentan principalmente al oeste en forma de lentes discontinuos no fosilíferos de varias decenas de metros de espesor. Según DICKEY (1932), el mármol se presenta en capas intercaladas con la serie de filita y cuarcita. Son competentes y presentan vetas de calcita y cuarzo.

Petrografía:

Mediante la observación de algunas secciones filíticas, RODRÍGUEZ (1969) indica la presencia de minerales cloríticos y micáceos de tonalidades verdosas, con una notable foliación. En la figura 60, se muestra una filita tomada hacia la zona del contacto ígneo-metamórfico, existen evidencias de profunda actividad hidrotermal en las subunidades calcáreas y cuarcíticas, las cuales presentan una concentración mucho más profundas en las cercanías de la roca ígnea, la cantidad de feldespatos aumenta considerablemente y los minerales primarios presentan una alta trituración (Ver anexo 25).

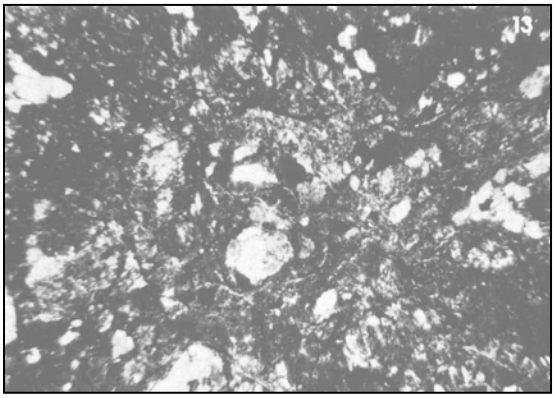


Figura 60. Roca filítica con alteración. Granos de cuarzo y microclino.
Tomado de RODRÍGUEZ (1969).

Según MACDONALD (1968), las asociaciones mineralógicas más comunes de la zona de contacto comprenden cuarzo-albita-clorita-muscovita, con grafito rutilo y epidoto como minerales accesorios. Estas rocas contienen porfidoblastos albíticos laminados con núcleos de clorita fina; el epidoto es escaso y no se observa biotita. Minerales como el grafito están relacionados con las unidades calcáreas. En algunas zonas RODRÍGUEZ (1969), logra identificar pequeños porcentajes de tremolita así como de minerales pirofilíticos.

En el análisis petrográfico de una muestra (7A) al este de la Fila de Monte Cano, se observó una matriz (86%) que contiene minerales de arcilla (82%) y oxido de hierro (4%); los granos presentes (14%), no poseen ninguna orientación preferencial, entre ellos se observa cuarzo (9%) principalmente de origen metamórfico, minerales accesorios (3%) entre moscovita, apatito y minerales opacos, feldespatos (1%) y chert (1%).

Foliación y diaclasamiento:

La foliación se debe a desarrollos paralelos de clorita y sericita. Los contornos de los granos de cuarzo clásticos se preservan bien en la cuarcita, y los granos de cuarzo de las rocas filíticas exhiben invariablemente formas oblongas paralelas a la foliación (MACDONALD 1968).

SUBIETA & CASAIGNEAN (1988), encontraron una variabilidad en la dirección de la foliación entre N70E y N50W y el buzamiento promedio es de 65° hacia el N. Esta foliación la interpretaron como de "flujo" en la filita y de "fractura" en la metarenisca más competente. La orientación de la posible estratificación premetamórfica varía entre N30E y N70W. Resultado de la relación oblicua entre la foliación y la estratificación, propone que las deformaciones son de tipo homogéneo y que el plegamiento es posterior a la foliación. Interpretan que la edad de las deformaciones puede ser Cretácico Tardío o Eoceno Tardío, teniendo en cuenta las diferentes fases de deformación conocidas en el norte de Venezuela.

Metamorfismo:

Las evidencias de campo y de laboratorio reunidas por MACDONALD (1968), indican que las rocas de la Filita de Pueblo Nuevo fueron afectadas por un metamorfismo regional correspondiente aproximadamente a la facies de esquistos verdes o facies de la prehnita-pumpelita, desarrollando foliación. También muestra evidencias de abundante recristalización durante el metamorfismo. Se puede inferir que las rocas originales de esta unidad fueron principalmente marinas, con abundante arena cuarzosa diseminada. Este autor menciona la presencia de un metamorfismo de contacto en la zona ubicada hacia el este descrita previamente, esencialmente donde las rocas esquistosas o pizarrozas entran en contacto con la masa granítica, las rocas con textura de hornfels se encuentran fracturadas.

Contactos:

Según MACDONALD (1968), existen dos tipos de contacto principales entre la Filita de Pueblo Nuevo y la Metagranodiorita de El Amparo. El primero de ellos es un contacto de falla que existe

entre la Metagranodiorita y la zona oeste, correspondiente a las rocas filíticas con contenido de amonites datados en el Jurásico. El segundo, es un contacto intrusivo evidenciado por una zona de alteración entre la periferia del granito y la parte sur de la roca metasedimentaria descrita en la zona al este de esta falla. Pero según estudios posteriores de RODRÍGUEZ (1969), tales contactos "intrusivos" descritos por MACDONALD (1968), más bien parecen corresponder a contactos tectónicos con fuertes zonas de cizalla y alteraciones hidrotermales.

Según MARTÍN-BELLIZZIA (1960) los contactos son discordantes y de falla con la Filita de Pueblo Nuevo.

Por su parte BARTOK *et al*. (1985), establecen que por una parte la Filita de Pueblo Nuevo está en contacto de falla con la Metagranodiorita de El Amparo, pero también establece que el contacto intrusivo puede ser entre una roca caja (Pre-Paleozoica) en la cual fue intrusionada la metagranodiorita.

4.2.6. Metagranodiorita de El Amparo (Pea)

Ubicación geográfica:

Se encuentra ubicada en la región central de la Península, aproximadamente 5 km al suroeste de Pueblo Nuevo, ocupando el alto topográfico de la Fila de Montecano. Tiene aproximadamente unos 7 km de largo y 3 km en su parte más ancha. La sección tipo se encuentra a lo largo de la quebrada El Amparo (hoja 6151-I-NE y 6251-IV-NO).

Descripción litológica y de campo:

Según DICKEY (1932), la roca consiste de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa sódica), ortosa y microclino. La plagioclasa presenta siempre un porcentaje mayor que el feldespato potásico. MACDONALD (1968), describe esencialmente un granito de grano grueso, de colores claros, entre los cuales predomina el verde, debido a la alta concentración de hornblenda, biotita y epidoto.

Por lo general, el cuerpo se encuentra altamente meteorizado a lo largo de todos los afloramientos (Fig. 61), lo que impide la obtención de muestras lo suficientemente frescas para su descripción.

RODRÍGUEZ (1969), describe diques aplíticos y segregaciones pegmatíticas dentro del cuerpo. FEO-CODECIDO (1971), estima que el cuerpo posee proporciones batolíticas indeterminadas y que su estructura es uniforme y ocasionalmente foliada.

Estudios reslizados a lo largo de toda la zona ígnea han puesto de manifiesto varias tipos litológicos dentro del plutón. Han sido reconocidos leucogranito muy ricos en microclino, trondjemita con abundante plagioclasa (oligoclasa), horblendita, cuarzodorita y granodiorita biotítica (MOTICSKA 1984).



Figura 61. Vista de un afloramiento de la Metagranodiorita de El Amparo en la Fila de Monte Cano.

RODRÍGUEZ (1985), menciona un depósito de grafito económicamente rentable, ubicado en la parte oriental del complejo ígneo-metamórfico muy cerca de la vía Pueblo Nuevo – Santa Ana (Anexo 41). El yacimiento está constituido por rocas con textura pseudognéisica con orientación preferencial casi E-O. Aparentemente la alta concentración de grafito cristalizado está realacionado con el proceso intrusivo y metamórfico sufrido por las rocas originalmente sedimentarias. El yacimiento posee una extensión que supera los 300 m, y un espesor variado entre 5 y 20 m.

Petrografía:

En los análisis petrográficos realizados por DICKEY (1932) (Anexo 15), indica la presencia de las texturas mirmekítica y micropegmatítica sugieren que hubo deformación previa a la total solidificación del magma. La biotita es el principal mineral máfico presente en casi todas las muestras, mientras que la hornblenda es muy escasa. La moscovita en la variedad sericita. El apatito y el circón se presentan como minerales accesorios.

Los fenómenos de alteración son difíciles de determinar debido al alto índice de meteorización. Minerales como la sericita, clinozoisita, epidoto y calcita son minerales secundarios comunes, producto de trasformaciones post-cristalización. Existen evidencias de un estado avanzado de sericitización y se pueden observar algunas vetas delgadas de cuarzo que sugieren alguna acción hidrotermal (DICKEY 1932).

A partir del análisis petrográfico realizado por los autores a dos muestras se observa que los principales constituyentes minerales de la roca son: cuarzo (24-35%), sericita (30-35%), microclino (16-18%), oligoclasa (11-15%) y biotita (2-3%). Como minerales secundarios se encuentran epidoto, clorita, moscovita. Los minerales trazas son circón, apatito, ortosa. La plagioclasa, microclino y ortosa están alterando a sericita, que en algunos casos conserva el hábito del mineral alterado. Algunas plagioclasas están zonadas. La biotita se encuentra alterando a clorita. La tabla 9, contiene el promedio de los componentes presentes en 8 muestras de la unidad.

Tabla 9. Promedio de los componentes de las muestras de la Metagranodiorita de El Amparo. Tomado y modificado de DIKEY (1932)

Nombre Predominante Metagranodiorita						
Cuarzo	**Plagioclas**	**Feld K**	**Sericita**	**Grafito**	**Biotita**	**Moscovita**
41	29	16	10	1	2	1

MACDONALD (1968), describe los minerales ígneos primarios presentes en el plutón, entre los que se encuentran cuarzo (30%), microclino y plagioclasa (60%), biotita y hornblenda (10%) y

minerales accesorios primarios como esfena, zircón, apatito, granate y posiblemente epidoto, clasificando la roca original como una granodiorita hornblendo-biotítica. También describe la mineralogía que constituye la metagranodiorita actualmente, esta consiste de feldespatos sausuritizados, cuarzo deformado con textura en mosaico y minerales máficos cloritizados, generalmente exhiben textura cataclásticas prominentes.

Por su parte RODRÍGUEZ (1969), describe una zona de contacto caracterizada por una fuerte alteración hidrotermal, cataclásis y presencia de clorita, biotita. (Ver Anexos 23, 25 y 25)

La mena de grafito contiene cuarzo (45%) de grano fino no deformado con textura mosaico, plagioclasa (35%) de grano fino muy ceritizada, grafito cristalino en hojuelas (15%) algo orientado y moscovita (3%) (RODRÍGUEZ 1985).

Metamorfismo:

El plutón presenta un desarrollo irregular de la foliación y de estructuras cataclásticas, lo que indica que el cuerpo sufrió un período de deformación y leve metamorfismo durante y/o posterior a su emplazamiento. Se han desarrollado minerales de bajo grado metamórfico, de las facies de esquistos verdes que incluye clorita (MACDONALD 1968).

RODRÍGUEZ (1969), indica la presencia de un metamorfismo de bajo grado con desarrollo irregular de la foliación. Observa la presencia de epidoto, en forma de vetas y segregaciones ricas en este mineral de hasta 10 cm de espesor, las cuales son de origen secundario, probablemente consecuencia de los últimos procesos de la actividad intrusiva y/o posterior metamorfismo. Estas zonas ricas en epidoto no sólo se encuentra rellenando fracturas, sino que es frecuente observarlas como vetas cortando diques pegmatíticos y vetas de cuarzo formados previamente.

Contactos:

Véase contactos de la Filita de Pueblo Nuevo.

5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

Desde el punto de vista estructural, la Península de Paraguaná es considerada como un bloque tectónico individualizado por fallas responsables de su geometría actual. Tanto la costa oriental como la occidental están controladas por fallas de orientación NNO-SSE y dispuestas en échelon; hacia el interior de la Península, la falla de Pueblo Nuevo de dirección ONO-ESE constituye el borde norte de las rocas ígneo-metamórficas de la región de Santa Ana y Pueblo Nuevo.

El análisis estructural que se describe a continuación se basa en datos de campo, fotointerpretación, interpretaciones cartográficas, así como documentación bibliográfica.

5.1. FALLAMIENTO

DANIELO (1976), señala la existencia de dos sistemas de fallas: un primer sistema de dirección NNO-SSE que afecta la superficie de ablación marina de calizas (Tpp4b) al norte de Península, entre las que se encuentran dos fallas principales, la falla de Cabo San Román y la falla de Puerto Escondido. Un segundo sistema con fallas de orientación que varía desde E-O hasta ENE-OSO y que afecta la misma superficie de ablación.

A continuación, se describirán las fallas señaladas por AUDEMARD (1993), las cuales son más jóvenes que la Formación Paraguaná de edad Plioceno Temprano y que están localizadas en las proximidades de la costa, a excepción de la falla de Pueblo Nuevo y sus prolongaciones.

5.1.1. Fallas de Cabo San Román y Puerto Escondido

Son dos fallas subparalelas de unas cuantas decenas de kilómetros de longitud y de dirección NNO-SSE. Se encuentran al este de un campo de dunas activas en Cabo San Román, extremidad más septentrional de la Península (Fig.62), (Hojas 6151-I y 6252-IV, 6252-III). Estas fallas afectan los bajos de ablación de caliza (Tpp4b).

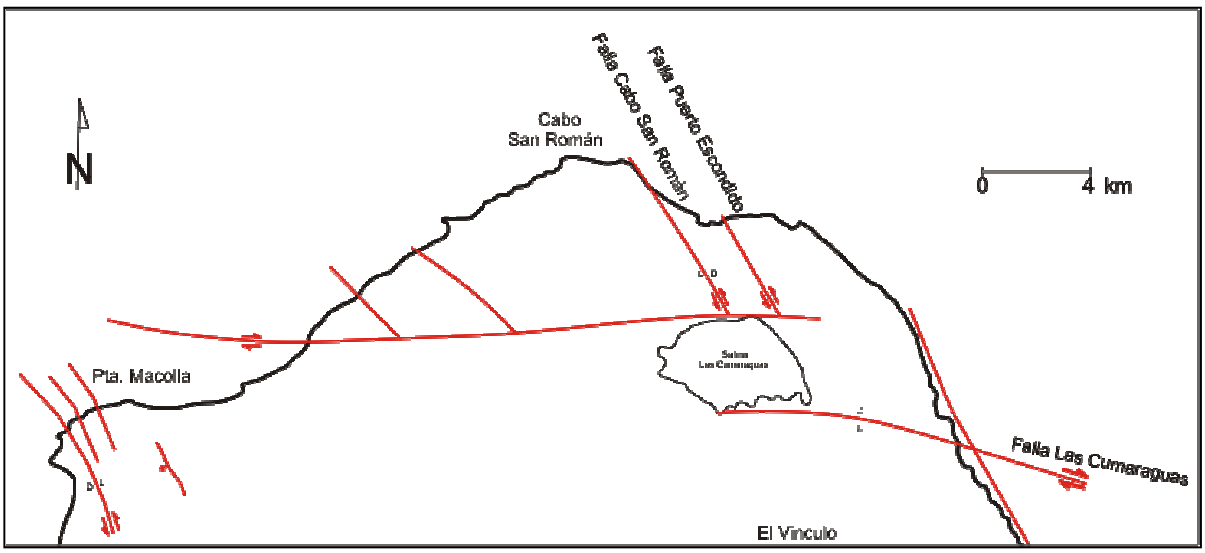


Figura 62. Vista general de las deformaciones presentes en el extremo norte de Paraguaná.

Las dos fallas se presentan morfológicamente por dos escarpes de falla de exposición contraria que limitan una depresión alargada. Los nombres asignados a estas fallas están asociados a los topónimos más próximos a sus trazas.

La falla de Cabo San Román, la más occidental, corta y deforma la serie Pliocena de la Formación Paraguaná. Está orientada N12W 85N y una estría medida sobre su plano tiene un pitch de 55°S, indicando un movimiento oblicuo normal-dextral.

Esta medida microtectónica se realizó al pié del escarpe de falla de 2 m de altura, este escarpe, haciendo frente al este (Fig. 63), se encuentra parcialmente sellado por proyecciones eólicas actuales. Un desplazamiento horizontal de algunas decenas de metros (≤50 m) puede ser considerado por el desfase de los ejes de las dunas cuaternarias cementadas (eolianitas). Estas dunas están soportadas por carbonatos y parecen haber sido retrabajadas durante el período.



Figura 63. Escarpe de falla producido por la falla de Cabo San Román.

La ausencia de rastros de erosión marina sobre el escarpe que afecta las eolianitas, sugiere que la última reactivación de esta falla es más reciente que el período interglacial del Pleistoceno Medio. Se puede suponer que la falla fue reactivada hace 80 ka y probablemente incluso mas recientemente puesto que el escarpe se observa muy "fresco".

La falla de Puerto Escondido, la más oriental, comienza sobre la costa a la altura de un pueblo de pescadores. Tiene una orientación N30W 75S y las estrías sobre su plano presentan un pitch muy elevado (83°N), representando un movimiento oblicuo normal con escasa componente dextral. (Fig. 62).

Morfológicamente, esta falla corresponde a un escarpe con frente al oeste creando un desnivel en la topografía de 1,5 m. En consecuencia, sus movimientos más recientes son probablemente de edad Cuaternario. Según DANIELO (1976), la falla afecta también la unidad de bajos de ablación de caliza (Tpp4b), al igual que la falla de Cabo San Román. Estas dos fallas controlan un pequeño graben alargado que corresponde en superficie a una zona de ciénaga ligeramente deprimida.

Más hacia el oeste, entre Cabo San Román y Punta Macolla, dos fallas secundarias, orientadas NO-SE (Fig. 62) también afectan los bajos de ablación de caliza (Tpp4b). Estas fallas se presentan en superficie a través de unos escarpes de exposición NE de 3 a 4 m de desnivel.

La velocidad de desplazamiento la Falla de Cabo San Román, se estima a partir de un desplazamiento dextral del eje de las eolianitas. Así, la velocidad de desplazamiento relativo de la falla es de 0,16 mm/año y la velocidad de desplazamiento total es de 0,2 mm/año, puesto que la estría posee un pitch de 55° sobre el plano de falla.

5.1.2. Falla de Adícora – Pueblo Nuevo – El Hoyito

Esta falla posee una orientación aproximadamente este-oeste separando en dos la Península (Fig. 64), (Hojas 6151-IV, 6151-I, 6251-IV). En realidad, esta falla corresponde a tres fallas que serán descritas más adelante: Pueblo Nuevo, Adícora y El Hoyito.

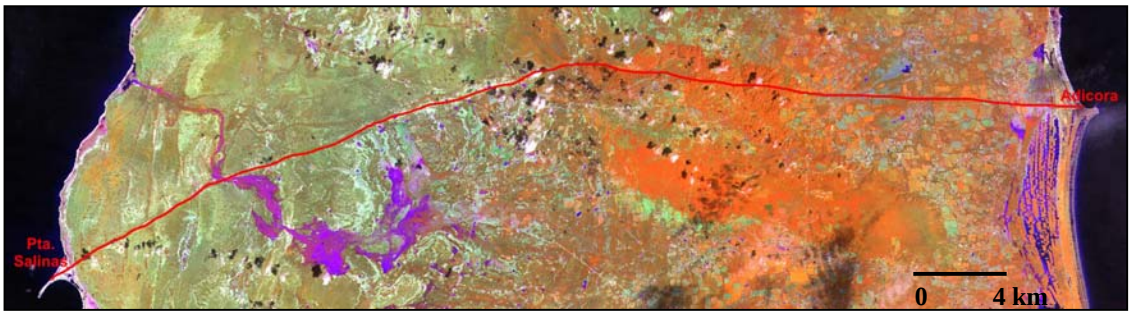


Figura 64. Vista de la falla de Falla de Adícora – Pueblo Nuevo – El Hoyito. Tomado y modificado de la imagen del satélite LANDSAT 7 (006/052).

Como lo indican MACDONALD (1968), FEO-CODECIDO *et al*. (1974) y BELLIZZIA *et al.* (1976), la falla de Pueblo Nuevo es un accidente arqueado de orientación OSO-ENE a ONO-ESE. Esta falla limita al sur la asociación metamórfica presente en la Mesa de Cocodite, compuesta por la Filita de Pueblo Nuevo y la Metagranodiorita de El Amparo, y las yuxtapone contra la formación Paraguaná situada al norte.

En su extremo oriental, la falla de Pueblo Nuevo puede estar conectada con la falla descrita en el subsuelo llamada falla de Adícora. Ésta se extiende hacia el ESE desde Pueblo Nuevo (BELLIZZIA *et al*. 1976), prolongándose en la plataforma continental del Golfo del Vela a lo largo de al menos 60 km siguiendo una dirección ONO-ESE a NO-SE (CASE & HOLCOMBE 1979; CABRERA 1985 y MASCLE & LETOUZEY 1990). Esta falla puede ser en efecto observada sobre perfiles sísmicos, como lo indican varios autores (BELLIZZIA *et al*. 1968; PORTILLA 1984;

CABRERA 1985 y ARNSTEIN 1989), y constituye así una zona de bisagra. También puede considerarse como una falla normal de bloque norte deprimido.

De manera similar, hacia el oeste, la falla de Pueblo Nuevo se prolonga por la zona de El Hoyito, que se extiende entre el Balneario El Pico y el poblado de Buenos Aires ocupando algunos kilómetros al norte del pueblo de Jadacaquiva. Cerca de El Hoyito, el segmento más occidental de esta falla afecta en sentido sinestral la unidad de bajos de ablación de caliza (Tpp4b).

Entre los poblados de El Hoyito y Buenos Aires, la falla corresponde a un escarpe de falla con frente hacia el norte, que afecta la Formación Paraguaná. El escarpe es de altura variable y va decreciendo hacia el este (4 m en El Hoyito y 1 m en Buenos Aires), antes de desaparecer totalmente. La edad de esta deformación es Post-Plioceno, pero si se considera que afecta los Bajos de ablación de caliza (Tpp4b) de DANIELO (1976), la falla habría podido reactivarse luego del período interglaciar.

En líneas generales, se puede considerar que los tres accidentes previamente descritos de manera individual constituyen un único accidente que atraviesa la Península. El movimiento de estos accidentes ha sido referido en la literatura de maneras muy distintas. Por un lado, MACDONALD (1968) BELLIZZIA *et al*. (1976) se refieren a la falla de Pueblo Nuevo, y VASQUEZ (1975), PORTILLA (1984) y CABRERA (1985) a la de Adícora como fallas normales con el bloque norte deprimido. Para ARNSTEIN (1989) es una falla normal con el bloque sur deprimido ligeramente más septentrional a la de Adícora. PORTILLA (1984) indica que la falla de Adícora es inversa y finalmente la falla de El Hoyito es señalada como falla inversa sinestral por DANIELO (1976).

Desde el punto de vista dinámico, se puede señalar que la falla presenta una componente vertical en falla normal sobre toda su traza, es más notable en su sector occidental como lo confirma la concordancia entre el escarpe de falla de exposición norte y el hundimiento del bloque norte en el perfil sísmico de la figura 65. Sin embargo el movimiento horizontal de esta falla no puede ser aclarado aún por falta de evidencias. DANIELO (1976), considera que el sector

occidental de este accidente posee un movimiento sinestral sin indicar los criterios tomados; por el contrario, la silueta de la costa oriental de la Península sugiere un desfase aparente de 3 a 4 km a lo largo de la falla de Adícora, siguiendo un movimiento dextral. Si estas observaciones contradictorias son correctas, invalidarían la hipótesis de una única falla.

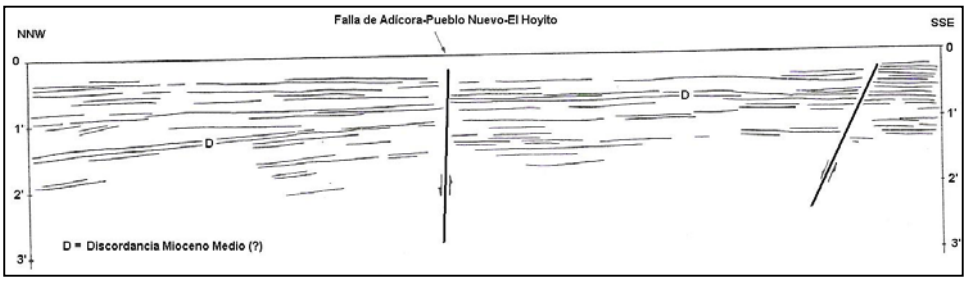


Figura 65. Perfil sísmico de orientación NNO-SSE que muestra la Falla de Adícora-Pueblo Nuevo-El Hoyito. (Ver Fig.12). (Tomado y modificado de AUDEMARD 1993).

Debido a la falta de evidencias más precisas, la velocidad de movimiento de la Falla de Adícora-Pueblo Nuevo-El Hoyito ha sido considerada a partir del perfil sísmico de la figura 65. La discordancia parece estar desplazada verticalmente cerca de 200 m. En consecuencia, la falla presenta una velocidad vertical media de 0,04 mm/año. Si la falla posee una componente horizontal de movimiento, su velocidad podría doblar su valor (0,08 mm/año) si se considera una estría de 30°.

5.1.3. Istmo de Los Médanos

El Istmo de Los Médanos es una característica fisiográfica estrecha y alargada con una dirección NNO-SSE que une la Península con el continente (Fig. 66), (Hojas 6251-IV, 6251-III, 6250-IV). Su disposición es sub-perpendicular a la dirección de los vientos predominantes (alisios) y a la dirección del oleaje que se desplaza desde ENE hacia OSO.

El istmo está constituido por un cordón de arena retrabajada traída por el oleaje que mueve el viento. Al este, el cordón presenta estrechas playas, parcialmente recubiertas por los depósitos de playa cementados a los que AUDEMARD (1993) se refiere como roca de playa (beach rock) y que en este trabajo constituyen la litologia de las unidades de Cordones-Playas. Debido a la erosión,

este tipo de litología proporciona arena a las dunas costeras del eje del istmo, y detrás de las cuales (hacia el oeste) se desarrollan salinas.

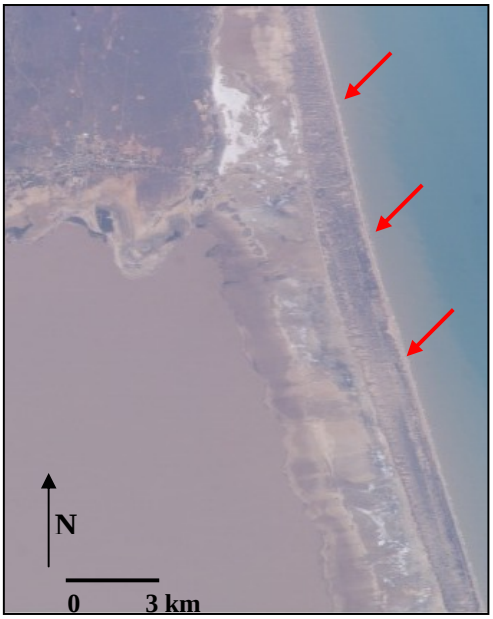


Figura 66. Vista aérea del Istmo de Los Médanos de Coro, las flechas indican la linearidad del itsmo. Tomado y modificado de UNE (2005).

El istmo está bordeado en su límite este por la falla de Los Médanos, cuya existencia se estableció por perfiles sísmicos y perforaciones petrolíferas (VASQUEZ 1975; PORTILLA 1984; PASSALACQUA *et al.* 1984; CABRERA 1985 y ARNSTEIN 1989). GOODARD & PICARD (1976), ELLENBERG (1978) y REUBER & ELLENBERG (1979) señalaron que el istmo de Los Médanos está tectónicamente levantado, lo que tendría una incidencia sobre el desmantelamiento actual del depósito de playa cementado que afloran en la costa este del istmo, muy a lo largo del sector indicado anteriormente (Fig. 66).

Por otra parte, FEO-CODECIDO (1971) indica que este istmo fue formado hace solamente 3.000 años, a lo largo de un accidente tectónico activo preexistente que bordea la costa oriental de Paraguaná. Estos mismos autores establecen que el Golfete de Coro estaba abierto a la circulación marina y que Paraguaná era una isla hace 5.000 años. Por el contrario, GRAF (1969) no le asigna un origen tectónico a este istmo y alega que fue debido a un proceso de aumento del aporte sedimentario detrás de una franja de depósitos de playa cementados, sin especificar cómo y dónde ésta se desarrolla.

AUDEMARD (1993) considera que la formación del Istmo de Los Médanos se encuentra fuertemente ligado a un control tectónico, resultante de la reactivación de la falla de Los Médanos durante el Holoceno Tardío. Su marcada linearidad y su orientación con relación a los alisios no permiten asignar al istmo un simple origen sedimentario. Se está de acuerdo con la opinión de GOODARD & PICARD (1973), ELLENBERG (1978) y REUBER & ELLENBERG (1979), que consideran que la formación de istmo responde a un evidente control tectónico.

La falla de Los Médanos es de orientación NNO-SSE, su sentido de movimiento es normal con bloque este deprimido, al igual que las fallas de la costa occidental de Paraguaná, Cabo San Román y de Puerto Escondido.

En conclusión, AUDEMARD (1993) considera el istmo de Los Médanos como la única evidencia en tierra de la actividad de la falla de Los Médanos. Además, esta falla podría prolongarse más al norte, entre Adícora y Puerto Escondido, dónde la costa oriental de Paraguaná es muy lineal y presenta una orientación similar a la red antes descrita. Por otra parte, existe un arrecife que bordea la costa paralelamente y de manera muy lineal, lo que sugiere la posibilidad de un control tectónico en este segmento de costa (Fig.67).



Figura 67. Falla de Los Médanos de Coro. La línea roja representa la interpretación de la orientación de la falla. (Foto cortesía de F. AUDEMARD, tomada en 1991).

En este caso, si se analiza tectónicamente este segmento de costa que corresponde a la prolongación septentrional de la falla de Los Médanos, se debería concluir un desplazamiento dextral aparente acumulado, sobre la falla de Adicora-Pueblo-Nuevo-El Hoyito (Fig. 64) aproximadamente de 3 a 4 km según el desfase aparente medido entre los dos supuestos segmentos de la falla de Los Médanos cerca de Adícora.

A partir de la comparación de la estratigrafía de la Península con la de la Bahía de La Vela y analizando algunos perfiles sísmicos sobre la falla, se puede considerar una velocidad vertical mínima que se encuentra en el orden de 0,05 a 0,06 mm/año; pero esta evaluación no toma en cuenta los cambios de régimen tectónico.

Debido a la falta de criterios fiables, se ha concedido a esta falla una velocidad máxima de 0,2 mm/año por analogía con las otras fallas de la Península de orientación similar (NNO-SSE), como la falla de la costa occidental y las fallas de Cabo San Román y Puerto Escondido.

5.1.4. Falla de la costa occidental de Paraguaná

Esta falla es de orientación aproximada NNO-SSE, se ha prolongado desde el noreste de Punta Salinas hasta el sureste de Punta Cardón (Hojas 6151-IV, 6151-III); sin embargo, los datos geofísicos no arrojan información suficiente como para calcular su velocidad de movimiento. Sin embargo, a través de un perfil sísmico que muestra un corte de unos 2.000 m, se puede estimar a grandes rasgos unos 0,13 mm/año como la velocidad mínima de desplazamiento vertical. Su movimiento es aparentemente normal-sinestral y pudo haber sido capaz de moverse en sentido opuesto durante las diferentes fases tectónicas del Mioceno Medio.

5.1.5. Las fallas de los cerros El Rodeo, Siraba y Arajó

De acuerdo con los análisis fotogeológicos e interpretaciones de campo realizadas por MISTAGE (1989), se menciona la existencia de un grupo de fallas (Fig. 68) que se encuentran afectando principalmente las unidades de Gabro de Siraba, Diabasa de Arajó y las Ultramáficas de El Rodeo, (Hojas 6251-IV-SO y 6251-III-NO, 6151.II-NE y 6251-III-NE).

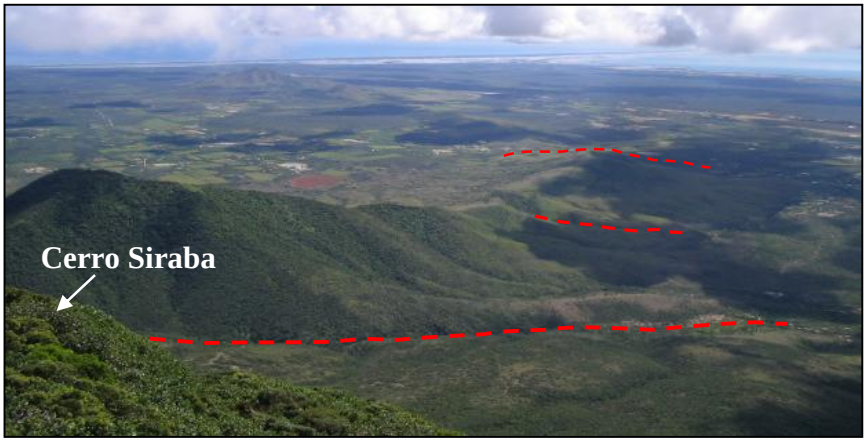


Figura 68. Fallas que afectan la Fila de Tausabana-El Rodeo.

De acuerdo con los datos obtenidos por MISTAGE (1989), a lo largo de estos cuerpos montañosos se observa la presencia frecuente de numerosas estrías de falla, mediante las cuales se puede determinar el movimiento inverso predominante de dichos accidentes y al mismo tiempo su escaso desplazamiento. El buzamiento predominante de las estrías en el Cerro El Rodeo es hacia el norte, mientras que en los Cerros Siraba y Arajó, buzan hacia el sur.

Hacia esta zona se lograron determinar cuatro sistemas de fallas principales, un sistema con sentido NE-SO, otro de sentido N-S, el tercero es NO-SE y un último sistema con sentido E-O.

Las fallas que predominan en el Cerro El Rodeo pertenecen al grupo de fallas con orientación preferencial NE-SO y se encuentran afectando los cuerpos lenticulares de composición gabroide contenidas en este cerro, muestran una componente de movimiento dextral y son intersectadas por el sistema de fallas con sentido N-S. Hacia el Cerro Arajó, se encuentran numerosas fallas con sentido NO-SE de poco desplazamiento y sin mostrar el sentido del mismo, se estima que son de ángulo alto.

Las unidades presentes en el Cerro El Rodeo representan una zona altamente tectonizada con fallas en sentido E-O inferidas a través de cambios bruscos tanto en la pendiente como en la vegetación. La harzburgita se encuentra totalmente fracturada y cubierta por grandes bloques rodados y al mismo tiempo presenta los más altos niveles de alteración de la zona.

Las fallas con sentido N-S tienen una presencia dominante hacia la Fila de Tausabana, donde se estiman con una componente dextral y un buzamiento de 80° hacia el este y estrías con carácter normal y componente dextral que afectan el contacto entre la Harzburgita de El Rodeo y el Gabro de Siraba.

5.2. PLEGAMIENTO

Las deformaciones dúctiles en dominio frágil que afectan a la Península serán descritas a continuación de acuerdo a los establecido por AUDEMARD (1993).

5.2.1. Sinclinal colgado de Amuay

Este sinclinal está ubicado al norte de la localidad de Amuay (Hoja 6151-II), tiene una orientación NNO-SSE paralelamente dispuesto con la costa occidental de la Península. En la figura 69 se muestra una vista aérea de la estructura, cuya serie plegada corresponde a la Formación Paraguaná y parece estar truncado por la superficie de ablación marina de calizas (Tpp2). En consecuencia, esta deformación ocurrió entre el Plioceno y Pleistoceno Medio. Un poco hacia el NE de Amuay, se observa una flexura similar de doble torsión de la misma edad que el sinclinal.

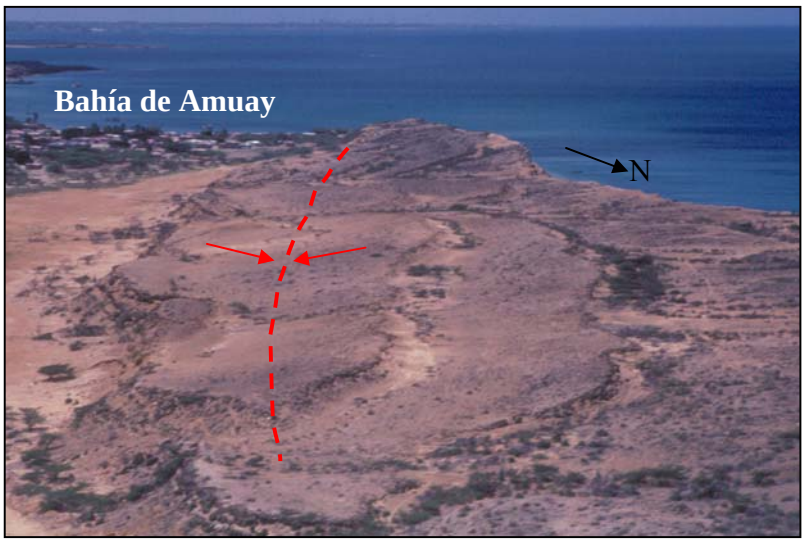


Figura 69. Sinclinal colgado de Amuay (Foto cortesía de F. AUDEMARD, tomada en 1991).

5.2.2. Pliegue de rodilla de Los Taques El Pico

La serie pliocena de la Formación Paraguaná, constituyen el núcleo de un pliegue de rodilla, con una comba de flanco excavada entre el poblado de Los Taques y El Balneario El Pico (Fig. 70). El eje de este pliegue tiene una orientación NNW-SSE, aproximadamente paralelo a la costa occidental de Paraguaná. Pudo haberse originado durante el período interglaciar del Pleistoceno Superior.

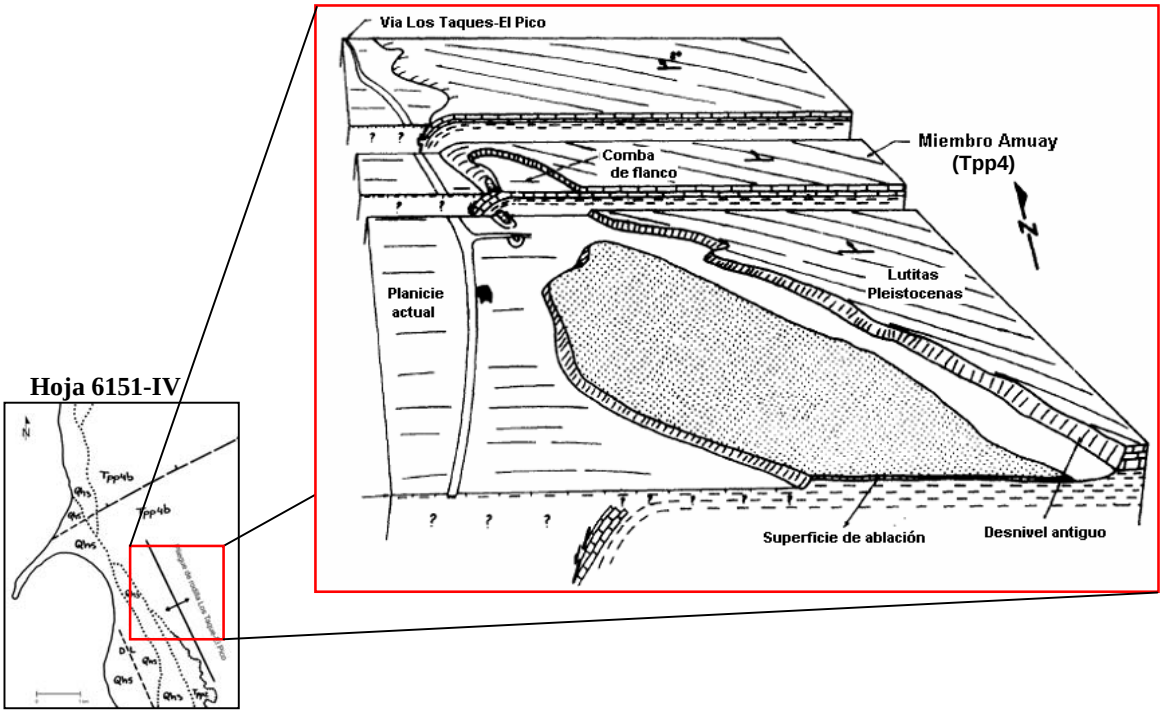


Figura 70. Esquema del Pliegue de rodilla de Los Taques El Pico. (Tomado y modificado de AUDEMARD 1993).

Tanto el pliegue de rodilla de Los Taques-El Pico como el sinclinal de Amuay, se asocian a la falla que controla la costa occidental de la península de Paraguaná. Esta falla, como se observó en el perfil de la figura 65, está afectando la topografía submarina del Golfo de Venezuela según una componente vertical en falla normal. La traza en échelon de esta falla sobre los levantamientos sísmicos, permite suponer la existencia de una componente horizontal sinestral, contrario a la componente indicada por FEO-CODECIDO *et al.* (1974). Esta falla bordea la costa occidental de Paraguaná a lo largo de unos 30 km, y su estilo estructural es muy similar al de la falla de Mitare, durante la génesis del surco de Urumaco.

Se considera que los dos pliegues observados a lo largo de la costa occidental de la península se asocian sobre todo a la componente vertical del movimiento de la falla que controla esta costa, como está representado en el esquema de la figura 70.

Con respecto al hundimiento del bloque oeste de la falla, cabe destacar que entre la línea de costa y límite oeste de la unidad de Bajos de ablación de calizas (Tpp4), no se observa ningún vestigio de este depósito, lo que se desarrolla es un cenagal moderno. Esto podría ocurrir debido a una erosión del mar posterior a este nivel (durante el Holoceno) o por una falla costera.

La Formación Paraguaná pierde altitud en sentido sur a norte, a lo largo de esta costa occidental, así como la altura de los acantilados. Esto puede reflejar que la componente vertical de esta falla, es más fuerte al sur, como lo sugiere además la profundización de la batimetría en la región de Punta Cardón, Guaranao y Punto Fijo. En este sector, los acantilados son activos y se ven afectados por deslizamientos regresivos.

5.2.3. Deformaciones de Punta Macolla

Hacia el noroeste de la Península, en Punta Macolla, fueron observadas algunas deformaciones frágiles y dúctiles (Hojas 6152-II). Hacia el oeste, se observa un escarpe que señala la ubicación de una falla de orientación N15-40W con un buzamiento entre 53° y 68°N, la cual separa dos bloques donde la secuencia pliocena presenta pendientes diferentes: el bloque oriental que aparenta estar levantado, está inclinado 2° al sur y en el bloque occidental está inclinado 4° al sur. El sentido de movimiento de esta falla no pudo ser observada debido a que la sección es muy arenosa, lo que impide el desarrollo de estrías sobre el plano de falla.

Estos pliegues afectan a la Formación Paraguaná, específicamente a los Bajos de ablación de calizas (Tpp4b). Como se aprecia en el esquema de la figura 71, los pliegues parecen estar truncados y socavados por el mar, quien ha erosionado las capas menos resistentes preservando el núcleo del anticlinal, dejando la forma de un mont derivado y depositando arenas de playa en las zonas erosionadas.

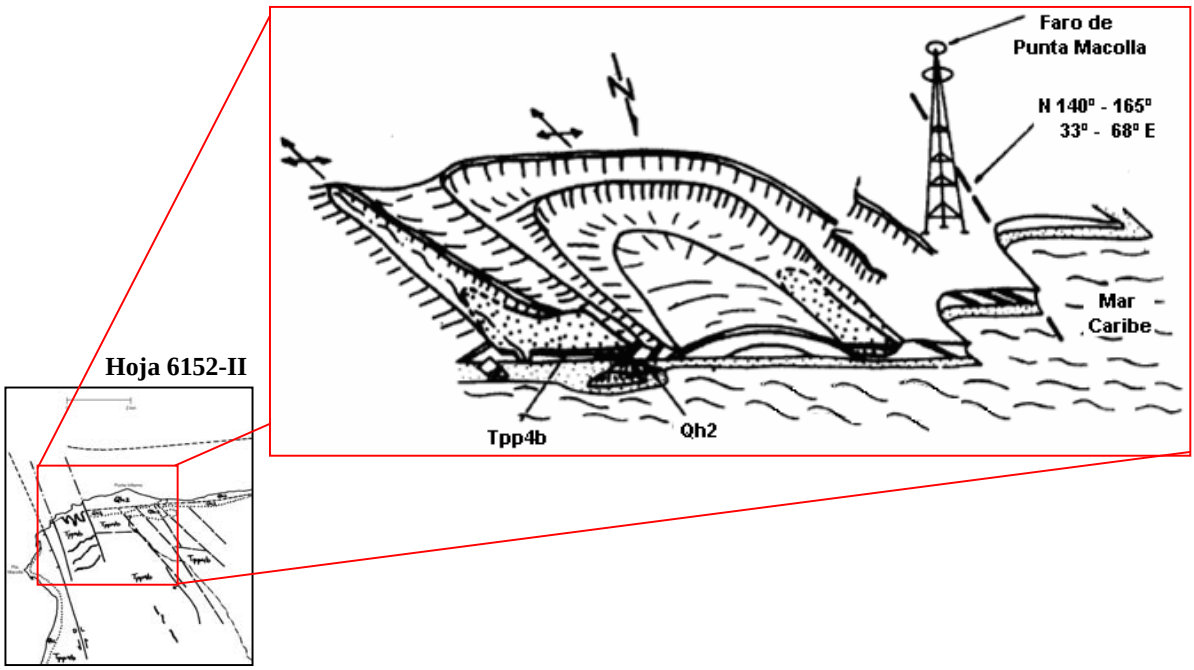


Figura 71. Esquema de los pliegues de Punta Macolla. (Tomado y modificado de AUDEMARD 1993)

Una de las fallas tiene un movimiento sinestral y parece corresponder a la prolongación occidental de la falla de Las Cumaraguas de dirección este-oeste, considerada normal por PORTILLA (1984). Ella corresponde a un escarpe de unos pocos metros de altura que yuxtapone dos superficies de abrasión diferentes, los Bajos de ablación de calizas (Tpp4b) y Colinas bajas de caliza en forma de loma (Tpp14). La segunda es la falla NNO-SSE localizada al pie del faro de Punta Macolla.

5.2.4. Sinclinal al noreste de Punto Fijo

Este pliegue esta ubicado al noreste de Punto Fijo (hoja 6151-II). El eje tiene una orientación OSO-ENE y está cubierto por la unidad de aluvión fluvial (Qh1), es propuesto por PÉREZ MENA (1967) a partir de la interpretación del buzamiento convergente y radial de las trazas de capas.

6. INTERPRETACIONES GENERALES

6.1. GÉNESIS LOCAL

Para la mejor compresión de la evolución de las diferentes unidades de roca que constituyen la Península, en la Tabla 10 se muestran de manera general, sus características y origen.

Tabla 10. Características generales y origen de las unidades geológicas presentes en la Península de Paraguaná.

Unidad		Edad	Características-Origen
Sedimentos Cuaternarios	Q	Pleistoceno -Holoceno	Varias unidades cuaternarias aluvionales de sedimentación subaérea o marina.
Conglomerado El Alto	Qpea	Pleistoceno	Sedimentario. Conglomerados playeros.
Formación Paraguaná	Tpp	Plioceno Temp.	Sedimentos pelíticos, psamíticos y carbonáticos. Ambiente marino poco profundo a playero.
Formación Cantaure	Tmca	Mioceno Temp.	Sedimentos pelíticos, psamíticos y carbonáticos. Ambiente litoral hasta límite entre plataforma interna-externa.
Basalto de Santa Ana	Ksa	Cretácico	Ígneas hipoabisales.
Diabasa de Arajó	Ka		
Gabro de Capuana	Kc		Ígneas plutónicas
Ultramáficas de El Rodeo	Ker		
Filita de Pueblo Nuevo	Jpn	Jurásico	Sedimentario. Marino de talud constituido por sedimentos terrígenos. Metamorfismo de bajo grado.
Metagranodiorita de El Amparo	Pea	Pérmico	Ígneo plutónico. Metamorfismo de la facies de los esquistos verdes.

Siguiendo con lo establecido por diferentes autores en cuanto al origen de estas unidades, se pueden señalar algunos aspectos importantes:

6.1.1. Rocas ígneo-metamórficas

6.1.1.1. Relaciones entre las unidades de El Amparo y Pueblo Nuevo.

Muy poco se conoce acerca del origen de la **Metagranodiorita de El Amparo**, sin embargo, de acuerdo con las características petrogénicas descritas, este cuerpo parece corresponder a un plutón epizonal emplazado a poca profundidad (MACDONALD 1968), pero por carecer de texturas porfídicas más bien debería ser mesozonal.

De acuerdo con varios autores (MACDONALD 1968, MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA 1972 y BARTOK *et al.* 1985), existen datos de campo, que evidencia la existencia del evento intrusivo que involucra a la **Metagranodiorita de El Amparo** y a las secuencias de metasedimentos presentes en la zona. La controversia se presenta a la hora de establecer las relaciones de corte entre estas unidades, debido a que la edad asignada a las rocas graníticas es Pérmico Temprano (FEO-CODECIDO 1971) y la asignada a las rocas filíticas en general es Jurásico Tardío (MACDONALD 1968).

De las posibles interpretaciones que se puedan establecer siguiendo las observaciones de los estudios realizados en la zona, se resumen las siguientes alternativas:

Alternativa 1: Metamorfismo de contacto

MACDONALD (1968) señala que en una sección del cuerpo granítico al noreste de la Mesa de Cocodite aparece una aureola de contacto. Se presume que esta zona pudo ser consecuencia del contacto entre el cuerpo magmático y la roca caja al momento de la intrusión y luego de ser exhumada y/o erosionada quedaron algunas áreas donde aflora este contacto.

Etapa 1: Existencia de rocas sedimentarias Paleozóicas o Pre-paleozóicas (Pre-El Amparo) según los establecido por BARTOK *et al.* (1985). Vale la pena mencionar que este autor era un geólogo de MARAVEN y SHELL cuyas empresas realizaron muchos estudios en la Península de Paraguaná, y probablemente tenía información inédita relevante acerca de esta hipótesis.

Etapa 2: Intrusión del cuerpo granodiorítico de El Amparo, generando metamorfismo de contacto con las rocas sedimentarias Pre-El Amparo.

Etapa 3: Sedimentación de los materiales detríticos que luego pasaran a formar la **Filita de Pueblo Nuevo** (en una configuración de margen continental pasivo y bajo un ambiente marino de talud) durante el Jurásico. Se pudieron depositar sobre un basamento granítico (correspondiente o no a la Metagranodiorita de El Amparo).

Etapa 4: Durante el proceso de interacción entre las placas Caribe y Suramericana en el Cretácico Tardío-Paleoceno, ocurre la deformación y metamorfismo que afecta a ambas unidades y que producen la foliación, con el desarrollo de textura gnéisica en la granodiorita y de foliación en la filita. Durante un tiempo tardío de esta misma etapa es posible que se hayan producido los diques de pórfido hornbléndico y de composición granítica (cuarzo-feldespático) que cortan a la filita, segregaciones pegmatíticas dentro del cuerpo granítico (RODRÍGUEZ 1969) y alteraciones mineralógicas producto de una actividad hidrotermal.

Etapa 5: Desarrollo de zonas de cizalla durante la etapa de deformación mencionada o posteriormente, generando un contacto tectónico entre las unidades existentes (metasedimentarias Pre-El Amparo, Metagranodiorita de El Amparo y Filita de Pueblo Nuevo). Es muy probable que las relaciones entre estas unidades quedaran representadas por dos tipos de zonas de contacto con características diferentes: una zona con metamorfismo de contacto (MACDONALD 1968) entre la Metagranodiorita de El Amparo y las rocas sedimentarias preexistentes, y una zona de cizalla con fuertes efectos cataclásticos en donde las rocas graníticas se yuxtaponen directamente con las rocas metasedimentarias no afectados por metamorfismo de contacto (RODRÍGUEZ 1969).

Un caso similar al anteriormente expuesto, se puede observar en la zona de Vallecito, estado Carabobo (URBANI 1968), en donde el Granito de Guaremal está en contacto tectónico con las rocas metasedimentarias del Complejo San Julián. Sin embargo, la disposición espacial de la falla que yuxtapone ambas unidades, permite conservar la zona de contacto metamórfico entre el cuerpo granítico y las metasedimentarias ya horfelizadas (Fig. 72).

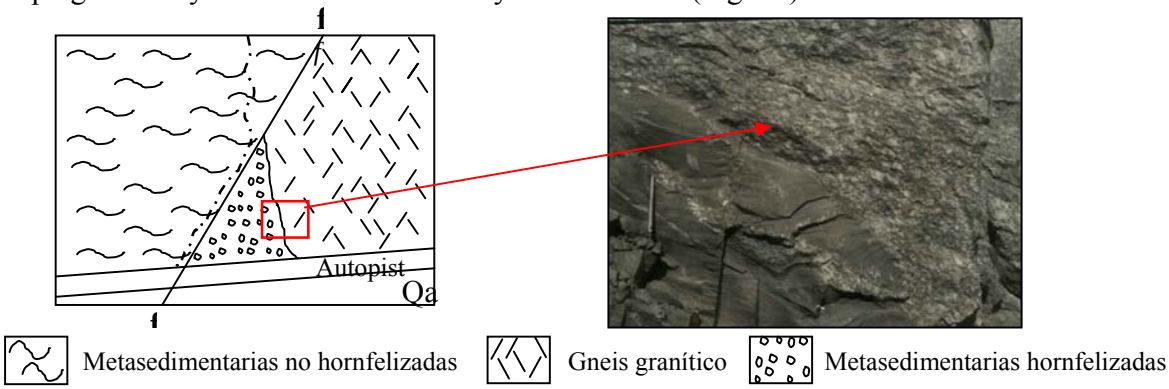


Figura 72. Contacto con efecto de metamorfismo de contacto entre el gneis granítico y la roca caja metasedimentaria (esquisto). Localidad de Vallecito, estado Carabobo (Tomado de URBANI 1968).

Siguiendo el proceso evolutivo descrito anteriormente, se propone la sección de la figura 73, como la representación generalizada de la secuencia estratigráfica y de procesos ígneos de la zona de la Mesa de Cocodite.

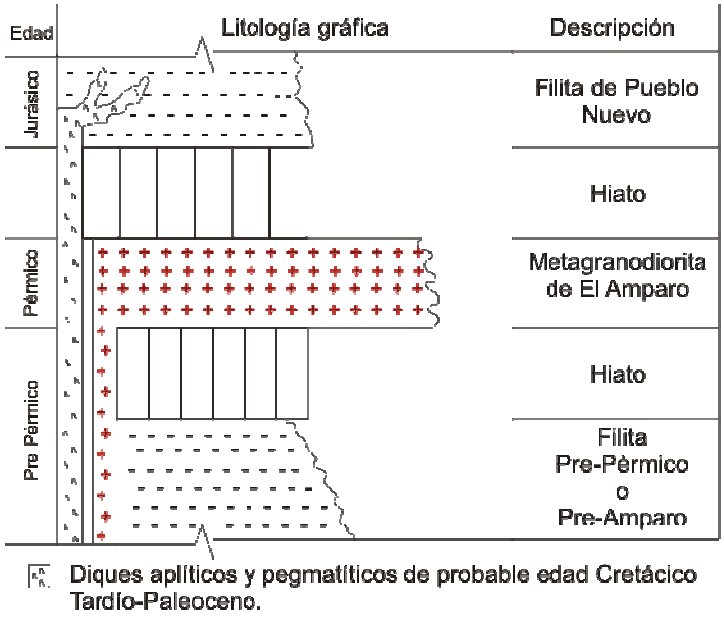


Figura 73. Sección generalizada de la zona de Pueblo Nuevo para la alternativa 1.

Las interrogantes que surgen a partir de una evolución como la propuesta anteriormente (y sus múltiples alternativas), se deben a la presunta semejanza entre la roca caja Pre-El Amparo y los sedimentos del Jurásico que luego formaron a la Filita de Pueblo Nuevo (ambas serían rocas pelíticas de mineralogías semejantes). Además, las condiciones climáticas presentes en la zona de San José de Cocodite exponen estas rocas a una fuerte meteorización, lo que haría difícil distinguir entre ambas unidades. No se han realizado estudios de campo específicos para tratar de probar que existen dos unidades diferentes de filitas y por consiguiente poder determinar un contacto bien definido entre ambas unidades.

Alternativa 2: Contacto netamente tectónico

La secuencia de eventos que describen a continuación, se proponen siguiendo con lo establecido por RODRÍGUEZ (1969) acerca de la existencia de un único contacto (de tipo tectónico), durante la descripción detallada de una zona entre la masa de rocas graníticas y filíticas, ubicada al noroeste del poblado de San José de Cocodite (Fig. 74).

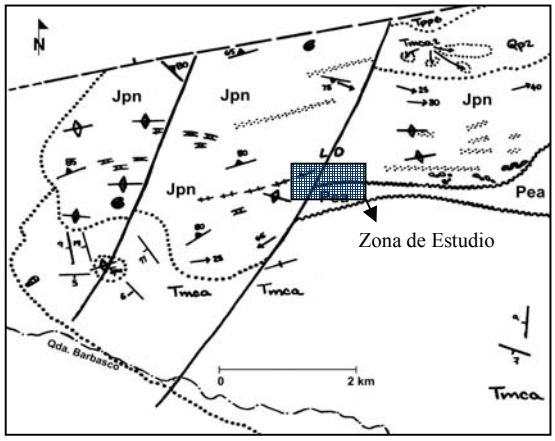
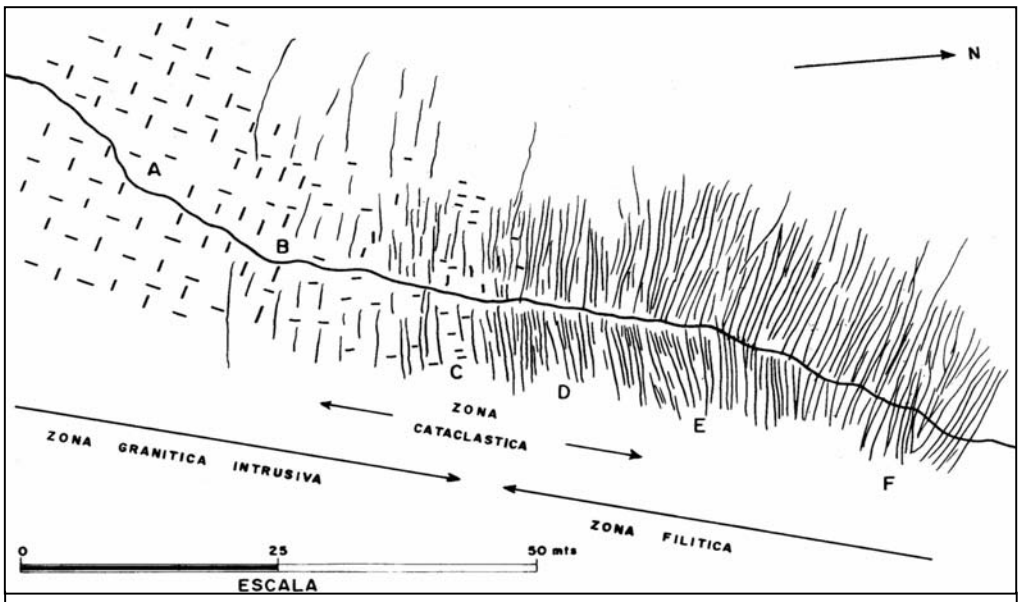


Figura 74. Ubicación del área de estudio realizado por RODRÍGUEZ (1969).

Etapa 1: Sobre un basamento granítico (correspondiente o no a la Metagranodiorita de El Amparo) se depositaron los materiales detríticos que luego pasaran a formar la **Filita de Pueblo Nuevo** (en una configuración de margen continental pasivo y bajo un ambiente marino de talud). Dicha sedimentación toma lugar durante el Jurásico.

Etapa 2: Yuxtaposición directa entre la Filita de Pueblo Nuevo y la Metagranodiorita de El Amparo por contacto tectónico, como consecuencia de los eventos de deformación y metamorfismo del Cretácico Tardío-Paleoceno que generaron los gneises a partir de la granodiorita y la foliación de las filitas. Dicha deformación originó a su vez, una zona de cataclásis (RODRÍGUEZ 1969) con desarrollo de milonitización, cloritización y anfibolitización (MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA 1972). La figura 75 representa un diagrama explicativo a través del cual el RODRÍGUEZ (1969), divide la subzonas de contacto en cinco zonas petrológicas reconocidas que presentan características distintivas.

Durante esta misma etapa es posible que se hayan producido los diques de pórfido hornbléndico y de composición granítica (cuarzo-feldespático) que cortan a la filita (RODRÍGUEZ 1969) y alteraciones mineralógicas producto de una limitada actividad ígnea.



A ➔ Zona granítica: menor signo de procesos cataclásticos e hidrotermales

B ➔ Zona granítica de carácter pseudogneisoide: intensa sericitización y sausuritización

C ➔ Zona cataclástica granítica: alta silicificación, sericitización e intenso fracturamiento de minerales

D ➔ Zona cataclástica filítica: profunda hematitización, silicificación y sericitización

E ➔ Zona filítica: procesos cataclásticos menores, fracturamiento y sericitización leve

F ➔ Zona filítica: rocas metamórficas de muy bajo grado, de colores verdosos, plásticas y notable

Figura 75. Zonación en el contacto ígneo-metamórfico (Tomado de RODRÍGUEZ 1969).

Siguiendo las características y observaciones descritas en la alternativa anterior, la representación general de la sección de la zona de Pueblo Nuevo podría ser como la que se muestra en la figura 76.

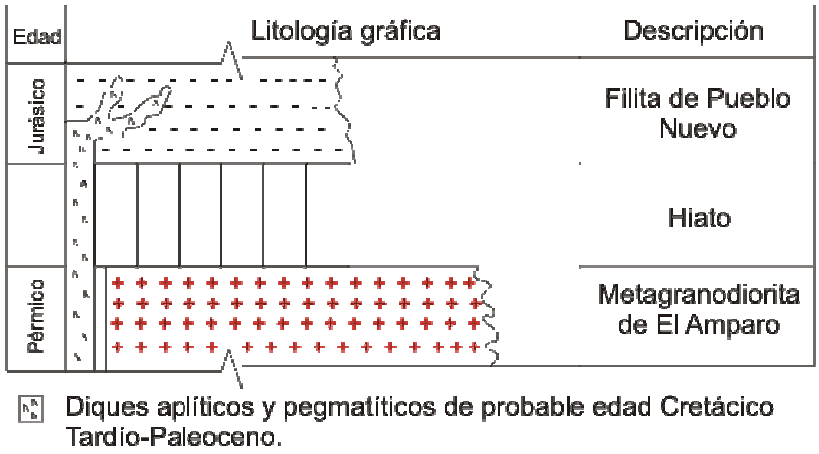


Figura 76. Sección generalizada de la zona de Pueblo Nuevo para la alternativa 2.

A partir de lo establecido en las dos posibles génesis descritas y tomando en cuenta las observaciones de los autores anteriores, se propone la segunda alternativa como la mas adecuada para explicar los procesos evolutivos que involucran la Metagranodiorita de El Amparo y la Filita de Pueblo Nuevo. Sin embargo, no se descarta la posible existencia de una roca caja Pre-Pérmico (BARTOK *et al.*1985) que haya sido intrusionada por la granodiorita de El Amparo, y que por motivos diversos como las supuestas similitudes entre esta roca caja y la Filita de Pueblo Nuevo, la ausencia de una discordancia erosional del Jurásico sobre la metagranodiorita y la fuerte meteorización a la cual están sometidas las rocas de la zona, no se ha podido comprobar o refutar aún su existencia.

6.1.1.2. Rocas máficas y ultramáficas

Para este tipo de rocas de la serranía que conecta los cerros Santa Ana, Siraba, Arajó y la Fila de Tausabana-El Rodeo, se intentan determinar los procesos genéticos involucrados en la configuración actual de estas unidades.

Como primer aspecto vale destacar que este grupo de rocas, presentan una clara afinidad oceánica. Las rocas aflorantes que van desde ultramáficas, gabro, hasta diabasa y basalto, representan una sección de la litosfera oceánica desmembrada por fallamiento (MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA 1972).

La tabla 11 contiene los datos paleomagnéticos de las unidades máfica-ultramáficas realizado por SKERLEC & HARGRAVES (1980) en siete localidades distribuidas entre los cerros Siraba, Capuana y Santa Ana. Los vectores resultantes, revelan que los diferentes cuerpos ígneos fueron rotados en sentido horario en un ángulo de rotación (declinación) promedio de hasta 183° desde su formación hasta el presente. Estos datos paleomagnéticos aportan una fuerte evidencia de la aloctonia de dichos cuerpos.

Tabla 11. Datos paleomagnéticos de 5 localidades en unidades máficas y ultramáficas (Tomado de HARGRAVES 1980).

Declinación	209	163	174	216	141	192	184
Inclinación	42	54	31	26	21	29	24

Además GRATEROL (1972 en MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA 1972) realiza un estudio de anomalía de Bouger en el cerro Santa Ana, donde se observa que la raíz del cuerpo no sobrepasa los 4 km de profundidad (Fig. 77), evidenciando que dicho cuerpo está desmembrado y no tiene su origen en la posición actual. (Anexo 36 y 37).

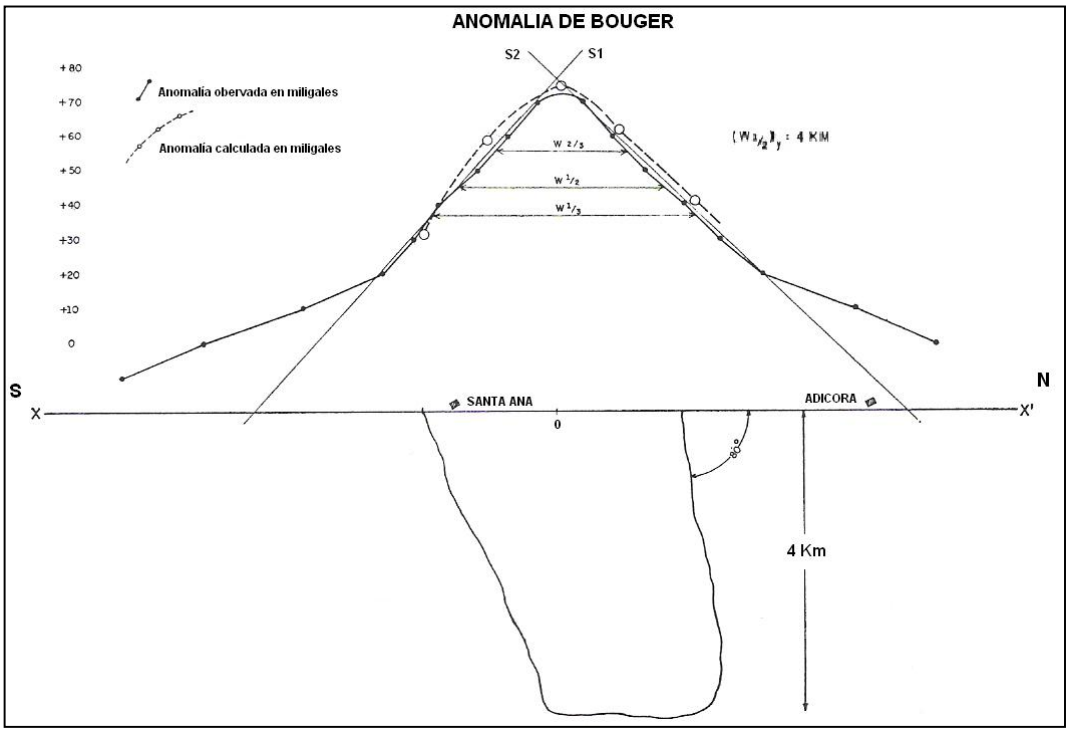


Figura 77. Anomalía de Bouger. (Tomado de MARTÍN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA 1972).

Mediante la perforación de trece pozos exploratorios, con el propósito de conocer mejor la estratigrafía del subsuelo de la plataforma de la Ensenada de La Vela, VÁZQUEZ (1975, en GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980) señala la presencia de rocas ígneas básicas, filitas, gneises, y nuevamente rocas ígneas básicas y gneises, distribuidos en sentido noroeste a sureste, como se muestra en la figura 78. Además se determinaron las edades de algunas muestras por el método K/Ar (83,5 Ma Cretácico Tardío para la filita del pozo 1 y 114 Ma Cretácico Temprano para el gneis del pozo 2). Probablemente ambas edades representen eventos metamórficos.

Los gneises y las filitas encontrados, representan la continuación de la corteza continental y las rocas ígneas básicas representan partes desmembradas de la corteza oceánica. Su distribución

más al sureste de los cuerpos aflorantes en la Península obedece a fallas normales de alto ángulo en sentido preferencial norte-sur que escalonan la Península hacia el este.

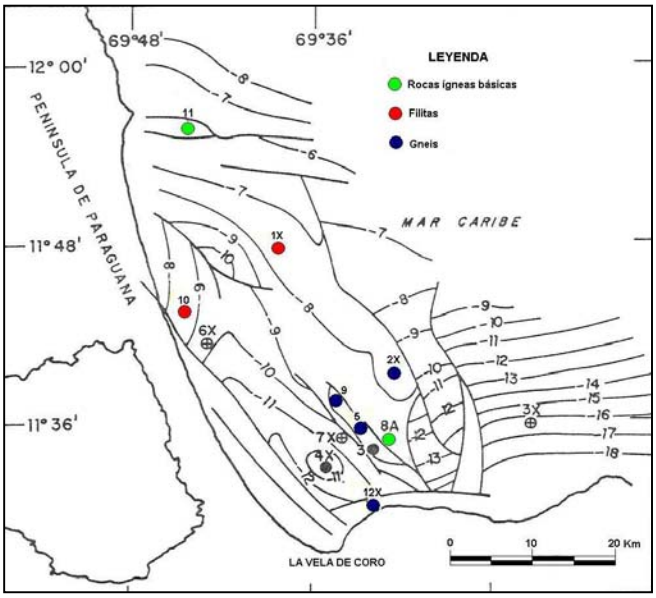


Figura 78. Mapa estructural de la Ensenada de LaVela
(Tomado y modificado de GONZALEZ DE JUANA *et al.* 1980).

Estos cuerpos fueron llevados hasta su posición actual por el sobrecorrimiento de napas de corteza oceánica sobre el basamento granítico; dentro del marco de los procesos de interacción entre las placas Caribe y Suramericana, quedando luego dispuestos como un mosaico tectónico a pesar de su distanciamiento original.

Posiblemente simultánea o posteriormente al emplazamiento de la secuencia oceánica, tanto la Metagranodiorita de El Amparo como la Filita de Pueblo Nuevo se vieron afectadas por una serie de deformaciones tangenciales, levantamientos y eventos erosivos posteriores llegando a la configuración actual.

6.1.2. Rocas sedimentarias

Luego de los diversos procesos dinámicos expuestos anteriormente, en la Península se presentaron las condiciones favorables para la sedimentación de la **Formación Cantaure** durante un período transgresivo ocurrido a principios del Mioceno y que actualmente aflora en torno al

alto de la Mesa de Cocodite. De acuerdo al contenido paleontológico, el ambiente de sedimentación de esta unidad puede abarcar desde la zona litoral hasta el límite entre la plataforma interna y externa (REY 1996).

Durante el Plioceno Temprano comienza un nuevo ciclo sedimentario representado por la **Formación Paraguaná**, REY (1996) indica que el ambiente propuesto para el **Miembro El Hato**, varía desde la zona litoral, con bahías asociadas, hasta la plataforma somera, observándose un incremento en profundidad subiendo en sección. Las condiciones de sedimentación del **Miembro Amuay**, fueron aparentemente similares a las del miembro anterior debido a la similitud entre sus contenidos faunales, sin embargo durante la depositación de este miembro predominaron los procesos carbonáticos.

De acuerdo con el estudio paleontológico realizado en varias secciones occidentales de la Formación Paraguaná, REY (1996) establece que las condiciones de depositación de los sedimentos basales son típicas de ambientes marino someros a plataforma interna, mientras que hacia los niveles superiores, predomina el tipo de ambiente de plataforma. Por su parte, SELLIER DE CIVRIEUX (1985), restringe todo el conjunto a un rango de 35 y 70 m de profundidad, debido al hallazgo de *Siphouvigerina variabilis*.

Las mezclas de las especies encontradas en las secciones orientales de la Península, muestran nuevamente tipos de fauna típicas de plataforma interna y externa. El rango de profundidad establecido por REY (1996) va de 50 a 100m.

En cuanto al **Conglomerado El Alto**, REY (1996) indica que el tipo de ambiente pudo haber sido de tipo playero de alta energía, el cual se ve evidenciado por la presencia de estructuras bipolares, que lo diferencia de los depósitos aluviales cuaternarios recientes que progradan hacia el mar.

El modelado del paisaje que constituye hoy en día la Península de Paraguaná, se ha generado a partir de la constante interacción entre los diferentes cuerpos rocosos aquí presentes y los factores actuantes en distintas condiciones climáticas de la región. DANIELO (1976), establece que

a lo largo de período Cuaternario, se originaron cuatro niveles de terrazas marinas principales, a partir de la erosión de la Formación Paraguaná. Los niveles de estas superficies corresponden a dos eventos de importancia ocurridos durante los períodos interglaciares del Pleistoceno Medio y Pleistoceno Tardío.

Finalmente, mediante la dinámica de la Falla de Los Médano de Coro, la Península fue conectada con tierra firme a través del desarrollo del istmo. Los movimientos que escalonan el este de la Península propicia la acumulación de arenas con ayuda de las corrientes cercanas a la costa, que se trasladan en dirección E-O debido a la influencia de los fuertes vientos alisios AUDEMARD (1993).

6.2. MODELO EVOLUTIVO

Aunque es aceptado por varios autores que el movimiento de la placa caribeña con respecto a la Suramericana tiene un sentido oeste-este, este límite de placa no es perfectamente lateral ya que la zona de deformación activa es el resultado de un largo proceso de colisión oblicua (AUDEMARD 1993). Dicha colisión es la responsable del emplazamiento de los cuerpos de roca ultramáficas presentes en la Península.

A grandes rasgos la historia geológica de la península de Paraguaná, considerada hoy como un mosaico tectónico en la cual están en contacto unidades distintas por su ambiente de formación y edades relativas de ubicación, de entre varias alternativas se ha interpretado como sigue en base a las observaciones e información recopilada:

1º Etapa: Pérmico (265-262 Ma)

Intrusión de la granodiorita de El Amparo en una roca caja pre-Paleozoica, posiblemente generando una zona de metamorfismo de contacto y alteración (MACDONALD 1968, RODRÍGUEZ 1969 y BARTOK *et al.* 1985).

2º Etapa: Jurásico Tardío (160-150 Ma)

Sedimentación de los materiales detríticos que luego pasaran a formar la Filita de Pueblo Nuevo (en una configuración de margen continental pasivo y bajo un ambiente marino de talud) con influencia de aporte de terrígenos. Esta depositación coincide con la separación entre Eurasia y Gondwana (primeros sedimentos post-Paleozoicos en Venezuela). No está clara la relación entre la Filita de Pueblo Nuevo y la Metagranodiorita de El Amparo ya que no existe evidencia de una discordancia erosiva durante el Jurásico y estas unidades se encuentran en contactos fallados con desarrollo de cataclásis y alteración (MARTÍN-BELLIZZIA & AROZENA 1972, RODRÍGUEZ 1969).

3º Etapa: Cretácico-Paleoceno (140-65 Ma)

En algún lugar distinto del anterior, se formó una corteza oceánica (cuerpos máficos y ultramáficos de Santa Ana-Siraba-Arajó-El Rodeo) como producto de la creación del proto-Caribe. De acuerdo con AUDEMARD (1993) en este período comienza la colisión oblicua entre las placas Caribe y Suramérica, generando el sistema de arco volcánico y corrimientos en el norte de Venezuela. En esta etapa compresiva un sistema de napas de corteza oceánica son emplazadas sobre la corteza continental (obducción en el basamento), este emplazamiento es ”frío” ya que no existe metamorfismo de contacto y los contactos entre las unidades son abruptos y tectónicos. Todo el conjunto es desplazado al este por la colisión oblicua.

4º Etapa: Paleoceno-Eoceno Temprano (60-50 Ma)

Según AUDEMARD (1993), producto de la compresión generada por las placas Norteamericana y Suramericana, la placa Caribe disminuye su velocidad de penetración, por ende la subducción pierde eficiencia y el arco asociado colapsa, generando la fosa de Grenada y la cuenca de Falcón. MUESSIG (1978) propone que la cuenca de Falcón se originó por transtensión resultado del movimiento transcurrente entre la placa Caribe y Suramericana (cuenca pull-apart). Producto de este período distensivo una serie de fallas normales de alto ángulo y de orientación preferencial oeste-este afectan a la Península escalonándola y separándola del resto del continente, manteniendo los pilares de Santa Ana-El Rodeo y el de la zona de El Amparo (Fila de Monte Cano). (Ver Anexo 63).

5º Etapa: Eoceno Tardío-Mioceno Temprano (38-17 Ma)

Según AUDEMARD (1993) en el Eoceno Tardío la cuenca de Falcón se abrió completamente y la Península se alejo del continente. Siguiendo lo establecido por REY (1996) en el Mioceno Temprano ocurre un período transgresivo durante el cual se depositó la Formación Cantaure en un ambiente continental a marino de aguas someras hasta plataforma interna-externa, depositándose capas de sedimentos con buzamiento radial alrededor del Arco de Cocodite y Pilar de Santa Ana. Tectónica principalmente gravitacional y fallamiento "en échelon", hacia el

noroeste semi-pilares y semi-fosas con el lado este desplazado hacia el sur. El pilar tectónico de Santa Ana ya habían sido reducidos por la erosión (FEO CODECIDO 1971). Para el Mioceno Medio-Superior comienza la inversión de la cuenca de Falcón (AUDEMARD 1993).

6º Etapa: Mioceno Medio-Pleistoceno (5-1,6 Ma)

En el Mioceno Medio, tiene lugar otro evento erosivo en el que un cambio de la paleogeografía evidencia un levantamiento generalizado al sur y al oeste. Un nuevo ciclo sedimentario dio lugar al desarrollo de la Formación Paraguaná en el Plioceno Temprano, para finalmente completar la secuencia con la depositación de la unidad de Conglomerado El Alto originada a partir de la ocurrencia de un segundo evento erosivo relacionado con la deformación de la cuenca de Falcón (REY 1996). Hasta el presente, ha continuado el levantamiento de Santa Ana y Cocodite, las evidencias son: costas levantadas del norte de la Península, terrazas, cordones y playas antiguas (DANIELO 1976).

7º Etapa: Pleistoceno-Presente (0 Ma)

Durante el Pleistoceno Paraguaná constituyó una isla y durante el Holoceno perdió su insularidad con la formación del Istmo de Los Médanos. Sus extensas playas son indicativas de una estabilidad reciente. Pero de acuerdo con AUDEMARD (1996), la aparente estabilidad de la Península se ve refutada con la presencia de varias terrazas marinas dispuestas como “escaleras”. Estas terrazas implican que algún tipo de levantamiento pueda estar afectando la región, además la aparición del Istmo de los Médanos de Coro y el relleno del Golfete de Coro pueden indicarse como evidencia de que el bloque de Paraguaná continúan su levantamiento (MARTÍN BELLIZZIA & AROZENA 1972). La figura xxx resume la configuración actual y la neotectónica de la Península.

En el estudio neotectónico de la región de Falcón realizado por AUDEMARD (1993), la figura 79, representa la configuración actual de la Península de Paraguaná. En ella se muestra la dinámica de las fallas cuaternarias y otras estructuras asociadas al sistema de placas Caribe y Suramericana. En la figura 80 se muestra la configuración de las unidades en subsuelo a través de

un corte idealizado con orientación N-S, y en la figura 81 se muestra la misma configuración en un perfil con orientación E-O.

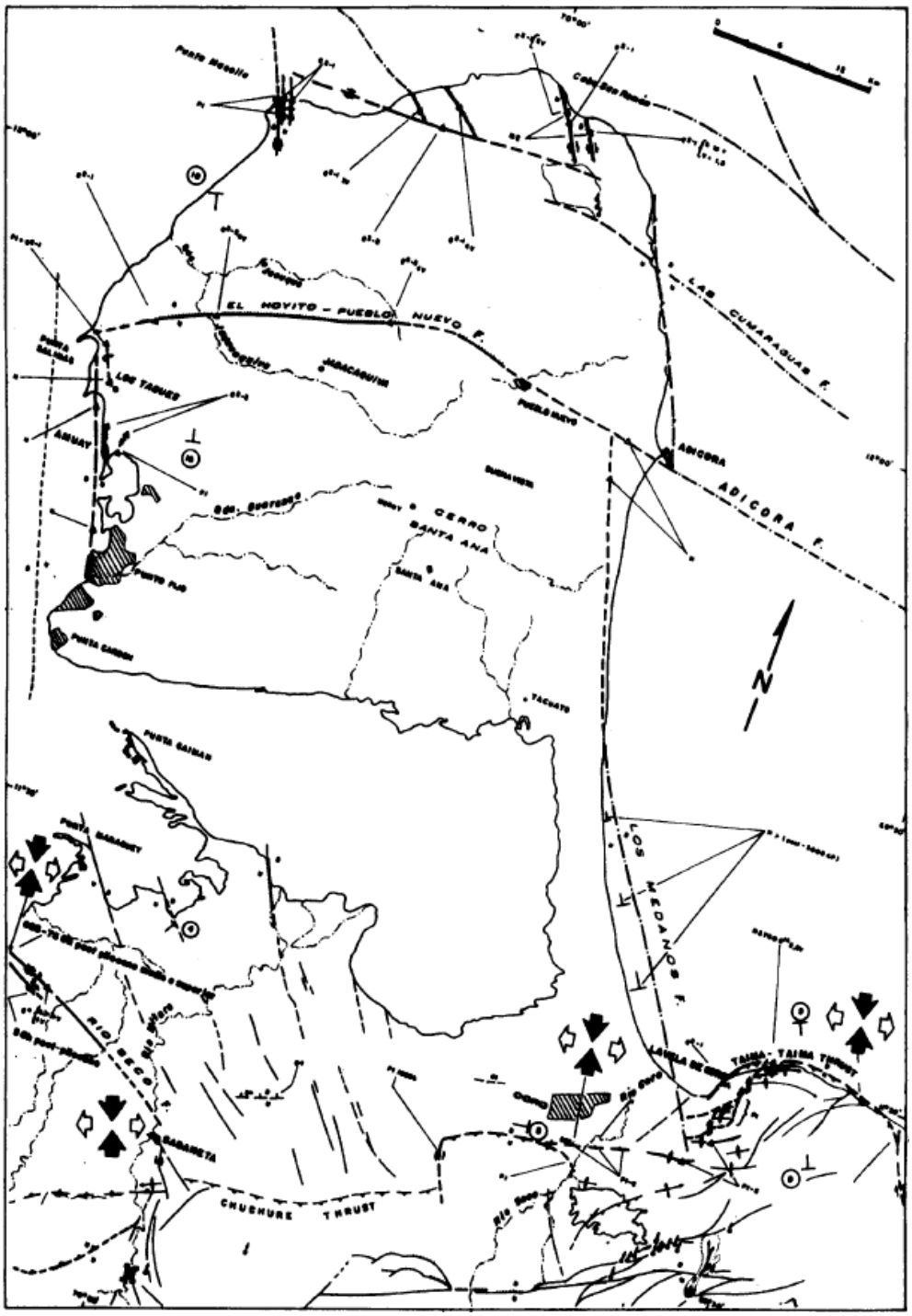


Figura 79. Mapa Neotectónico de la Península de Paraguaná y de la región de Coro (Tomado de AUDEMARD 1996).

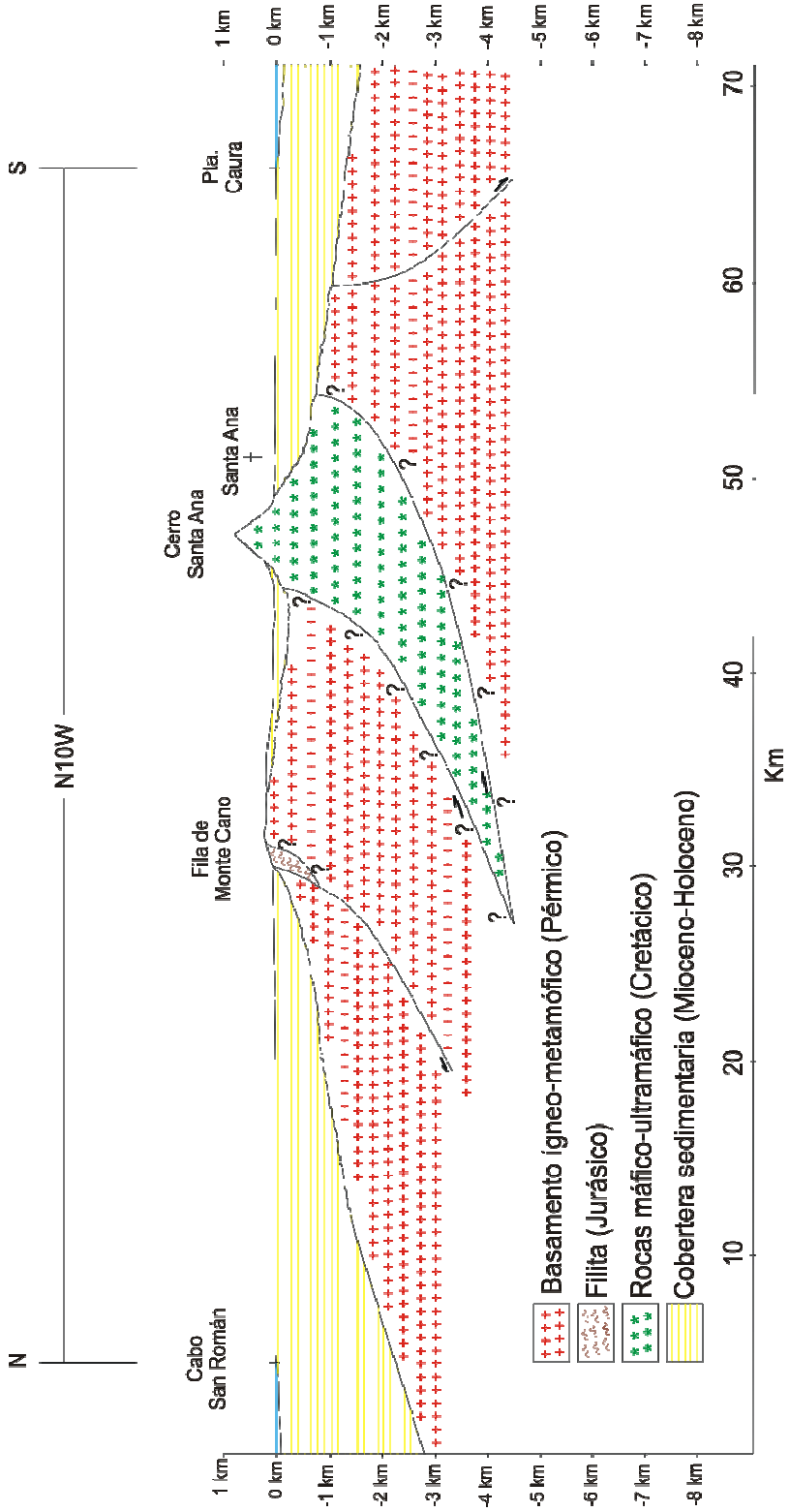


Figura 80. Perfil conceptual norte-sur de la Península de Paraguaná. Datos tomados de MARTÍN-BELLIZZIA *et al.* (1976).

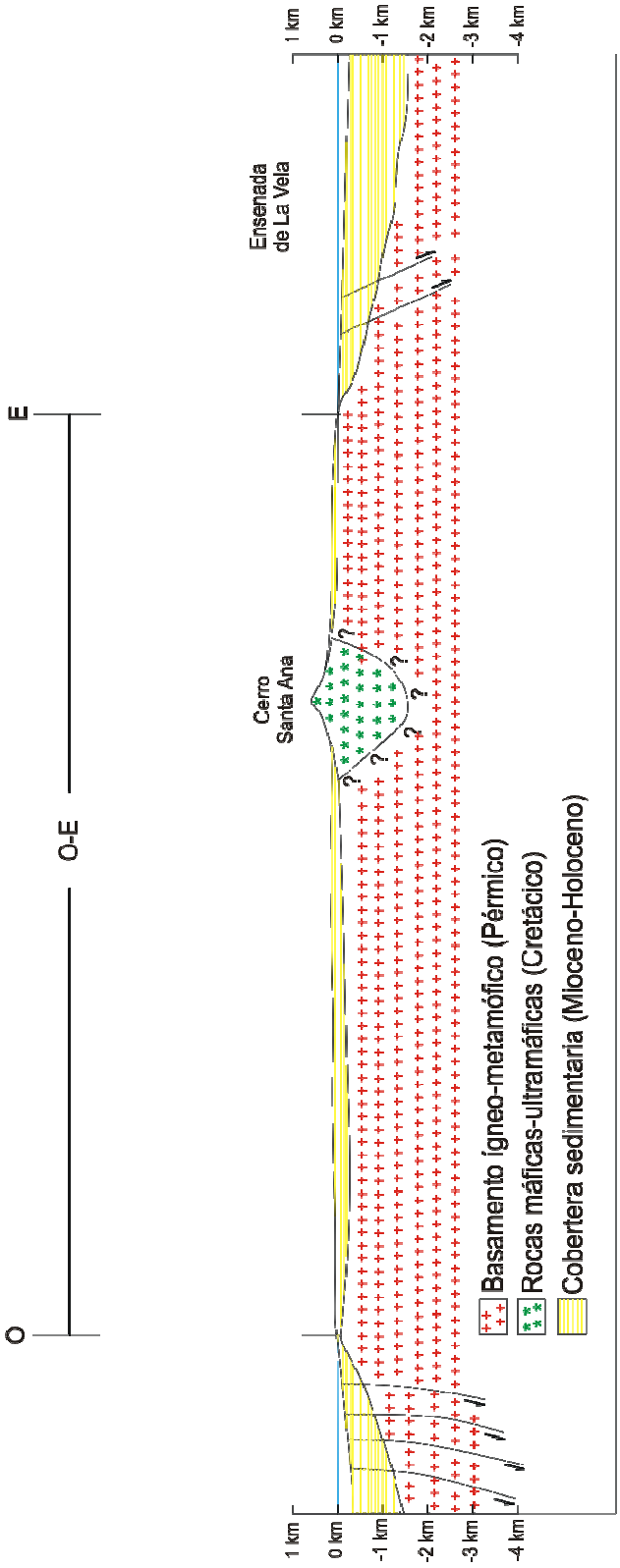


Figura 81. Perfil conceptual este-oeste de la Península de Paraguaná. Datos tomados de GONZALEZ DE JUANA *et al.* (1980).

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La zona estudiada abarca la totalidad de la Península de Paraguaná al norte del estado Falcón, en donde se recopiló, integró y actualizó la información geológica existente en las bases cartográficas de la zona, además se complementó la información con la elaboración de una síntesis de la historia geológica de la misma. En total se elaboraron las siguientes hojas:

A escala 1:50.000: 6152-I Cabo San Román, 6152-II Punta Macolla, 6252-III El Vínculo, 6251-IV Pueblo Nuevo, 6151-I Jadacaquiva, 6151-II Punto Fijo, 6151-III Los Taques, 6151-IV Boca de Jacuque, 6251-III Santa Ana, 6251-IV Puerto Escondido, 6150-I Punta Cardón, 6250-IV Punta Guara. A escala 1:25.000: 6151-I-NE y 6251-IV-NO La Selva- Pueblo Nuevo, 6151-II-NE y 6251-III-NE Yabuquiba y La Matica y 6251-IV-SO y 6251-II-NO Buena Vista y Santa Ana.

Desde un punto de vista general, la estratigrafía de Paraguaná consiste de un complejo Pre-Mesozoico (Metagranodiorita de El Amparo – Filita de Pueblo Nuevo) con metamorfismo de bajo grado y una serie mesozoica levemente metamorfizada (Rocas máficas y ultramáficas de Santa Ana, Arajó, Capuana y El Rodeo), por encima de las cuales descansan las secuencias sedimentarias terciario-cuaternarias (Cantaure, Paraguaná, El Alto) seguidas de sedimentos holocenos. Todas estas unidades se presentan resumidas a continuación:

Unidades sedimentarias	**Tipo litológico**
Unidades Cuaternarias Holocenas (Qh)	Sedimentos tamaño arena, limo y arcilla, que constituyen las unidades geomorfológicas de aluvión fluvial, dunas, albuferas, marismas, cordones-playas.
Unidades Cuaternarias Pleistocenas (Qp)	Sedimentos consolidados que conforman las unidades geomorfológicas como explayamientos terminal, abanicos de explayamiento, rampas coluviales, rampas de explayamiento, cordones-playas y terrazas.
Conglomerado El Alto (Qpea)	Conglomerado polimigtico con clastos bien redondeados.
Formación Paraguaná (Tpp)	Miembro El Hato, con intercalaciones de arcilitas calcareas, limolitas arenosas, friables y fosilíferas. Miembro Amuay, intervalo carbonático muy fosilífero. Ambas formando superficies de ablación, relieves de cuesta, bajos de ablación, rampas de denudación, altiplanicies y colinas
Formación Cantaure (Tmca)	Lutitas limosas, niveles arenosos ricos en moluscos y capas de caliza.

Unidades ígneo-metamórficas	Tipo litológico
Basalto de Santa (Ksa)	Basaltos porfídico y afanítico
Diabasa de Arajó (Ka)	Roca de composición gabroide
Gabro de Capuana (Kc)	Gabro sausuritizado pegmatítico, pematítico gnéisico, anortosítico, olivinífero-piroxénico.
Ultramáficas de El Rodeo (Ker)	Harzburguita, dunita, rocas gabroides, piroxenita, epidosita
Filita de Pueblo Nuevo (Jpn)	Filita limolítica, arcilita, metaconglomerado, cuarcita y mármol.
Metagranodiorita de El Amparo (Pea)	Metagranodiorita con diques ácidos y básicos

Con respecto al metamorfismo, sólo existen dos unidades afectadas por metamorfismo regional de bajo grado (esquistos verdes). La Metagranodiorita de El Amparo tiene metamorfismo de bajo grado de facies esquistos verdes, con relación P/T intermedia. El metamorfismo de la Filita de Pueblo Nuevo es muy bajo e incluso existen zonas aparentemente no metamorfizadas.

Entre las deformaciones más relevantes presentes en Paraguaná, tanto frágiles como dúctiles, se mencionan en primer lugar las fallas que controlan la dinámica de la Península. Estas se dividen en dos grupos principales de acuerdo a su orientación preferencial: fallas con rumbo aproximadamente NNO-SSE ubicadas al norte y al este (Punta Macolla, Cabo San Román, Puerto Escondido, Los Médanos) dispuestas en ”echelón”; escalonando la Península hacia el este y oeste. Un segundo grupo de fallas con orientación preferencial E-O se encuentran ubicadas al sur, centro y norte (Adícora-Pueblo Nuevo-El Hoyito, Las Cumaraguas), que de igual forma escalonan la Península al norte y sur.

Hacia el lado occidental de la Península se presentan diversos pliegues que afectan la secuencia sedimentaria de edad Plioceno, entre ellos se destacan el anticlinal de Los Taque-El Pico, el sinclinal de Amuay y las deformaciones de Punta Macolla, cuyos ejes principales poseen una orientación preferencial N-S.

Poco se conoce acerca de los procesos evolutivos específicos que le dieron a la Península su configuración actual. Sin embargo, en el modelo evolutivo propuesto, la historia geológica durante la cual se disponen las diferentes unidades a manera de mosaico tectónico, se puede sintetizar de la siguiente manera:

- Un primer evento intrusivo coloca la Metagranodiorita de El Amparo (Pérmico) dentro de una roca caja Pre-Pérmica desconocida.

- Luego sedimentación de la roca precursora de la Filita de Pueblo Nuevo (Jurásico), estas unidades están relacionadas mediante una posible discordancia erosiva o bien por un contacto tectónico durante el cual ambas unidades fueron alteradas y deformadas.

- Posteriormente, durante la colisión oblicua entre las placas Caribe y Suramerica (Cretácico Tardío-Paleoceno), un sistema de napas emplaza fragmentos de corteza oceánica sobre la corteza continental.

- En el Paleoceno-Eoceno inferior se genera un evento distensivo que separa el bloque de Paraguaná del norte de Venezuela. Esta etapa genera fallamientos en "echelón" formando pilares y fosas, que unido a la erosión diferencial dejan expuesto el Cerro Santa Ana y su alrededores y la fila de Monte Cano (Metagranodiorita de El Amparo y Filita de Pueblo Nuevo).

- Posteriormente se depositaron las secuencias sedimentarias de: Cantaure (Mioceno Temprano), Paraguaná (Plioceno Temprano) y El Alto (Pleistoceno).

- Hasta el presente la Península se ha comportado como un bloque separado el cual sigue en levantamiento, evidenciado por terrazas, cordones, playas expuestas, y por la formación del Istmo de Los Médanos.

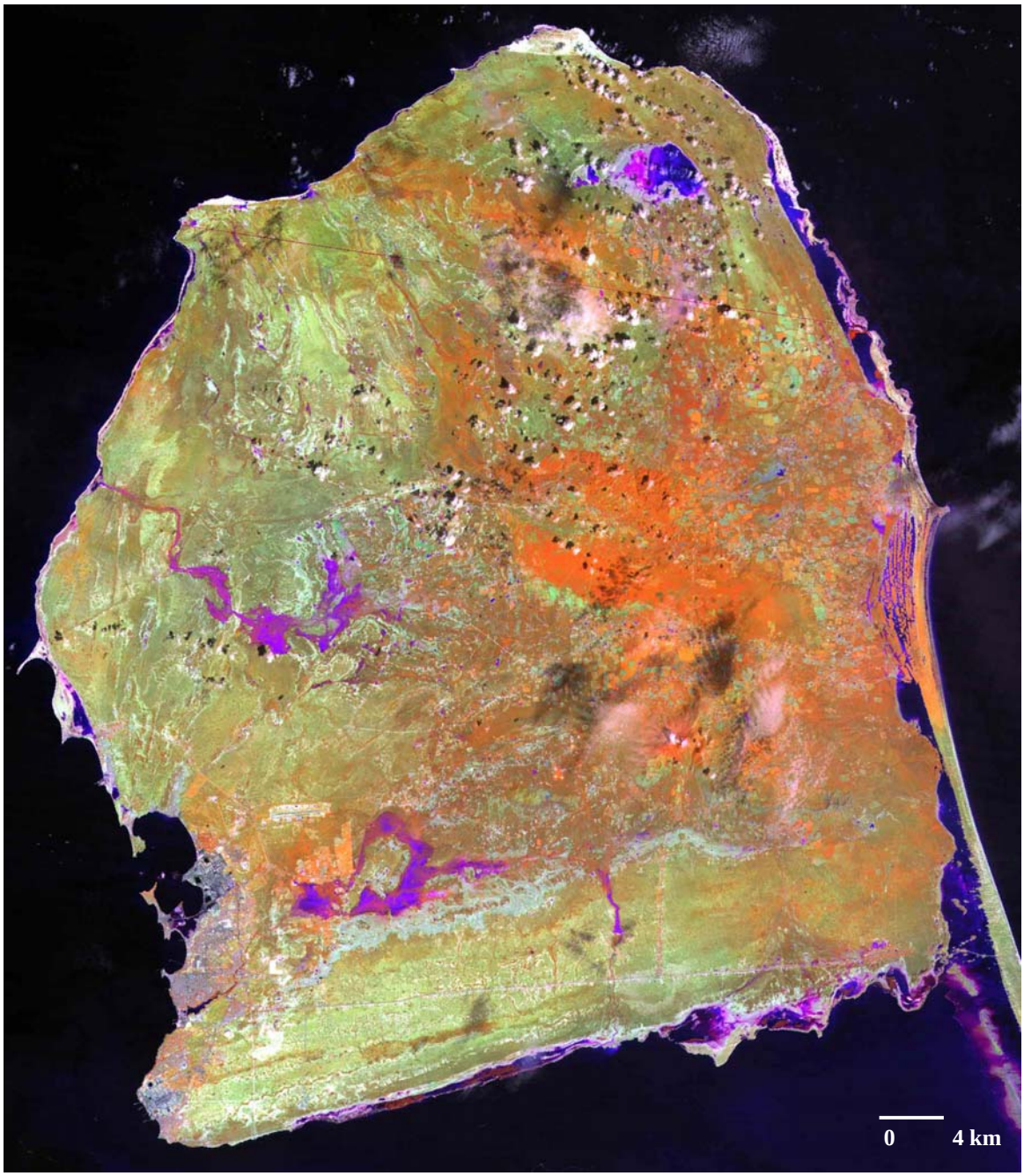
A partir de todo el trabajo realizado, se proponen las siguientes recomendaciones:

Debido a que dentro de la información que existe actualmente no está claro las verdaderas relaciones de contacto entre la Metagranodiorita de El Amparo y la Filita de Pueblo Nuevo, vale la pena sugerir la elaboración de un amplio reconocimiento geológico de la zona, incluyendo el levantamiento detallado de quebradas y áreas circundantes y estudios petrográficas de las unidades. De esta manera, en caso de existir dos tipos de rocas metasedimentarias de edad y características distintas, se podrá establecer la presencia o no de una zona metamorfismo de contacto entre ellas así como también su ubicación. También se recomienda complementar esta información mediante la realización de estudios de datación más amplios con el fin de asegurar la edad de los cuerpos.

También se sugiere un estudio geológico-geoquímico del Cerro Santa Ana, ya que de este cuerpo no se tiene suficiente información acerca de su origen. Se propone realizar un estudio de sísmica de reflexión y refracción y gravimetría para determinar la estructura a profundidad y relaciones de corte entre la Metagranodiorita de El Amparo y las rocas máficas/ultramáficas.

Con respecto al desarrollo de cavidades en el tope de la capa de caliza que aflora hacia el norte, en la vía de Pueblo Nuevo-El Vínculo, se propone el desarrollo de estudios que ayuden a esclarecer su verdadero origen.

ANEXOS



Anexo 1. Imagen del satélite LANDSAT 7 de la Península de Paraguaná. (Toma 006/052).

Anexo 2. "Metadata" de los mapas geológicos. Descripción de la información integradaen cada mapa. Mapas a escala 1:50.000

Hoja	Descripción
6150-I Punta Cardón	-DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -PÉREZ (1967): Trazas geológicas. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.
6151-I Jadacaquiva	-AUDEMARD (1992): Cartografía de la falla de Pueblo Nuevo, sus componentes de desplazamientos y fallas asociadas. -CREOLE (1968): Contacto entre las unidades ígneo-metamórficas y la Formación Paraguaná. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -GARCÍA (1993): Ubicación de muestras de rocas sedimentarias con petrografía. -MACDONALD (1967): Contactos de las unidades: Filita de Pueblo Nuevo, Metagranodiorita de El Amparo, trazas de fallas, y datos de rumbo y buzamiento de foliaciones. -PÉREZ (1967): Trazas geológicas, trazas de fallas y rumbo y buzamiento de estratificaciones. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.
6151-II Punto Fijo	-AUDEMARD (1992): Cartografía de la fallas neotectónicas. -CREOLE (1968): Contacto entre las unidades: Diabasa de Arajó, Formación Paraguaná y las unidades cuaternarias. Escarpe topográfico (Cuesta de Cunacho). -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -MARTIN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972): Contacto de las unidades: Basalto de Santa Ana y Gabro de Capuana en el Cerro Arajó. -MISTAGE (1989): Cartografía de fallas en el cerro Arajó, rumbo y buzamiento de foliaciones y bandeamientos primarios. -PÉREZ (1967): Rumbos y buzamientos de estratificaciones y trazas geológicas. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.
6151-III Los Taques	-AUDEMARD (1992): Cartografía de fallas y sus componentes de desplazamientos. -CREOLE (1968): Contacto entre unidades cuaternarias y la Formación Paraguaná, escarpes topográficos. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.
6151-IV Boca de Jacuque	-AUDEMARD (1992): Cartografía de fallas, sus componentes de desplazamientos y ejes de pliegues. -CREOLE (1968): Contacto entre las unidades cuaternarias y la Formación Paraguaná. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -PÉREZ (1967): Trazas geológicas. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.
6152-I y 6252-IV Cabo San Román y Puerto Escondido	-AUDEMARD (1992): Cartografía de la falla Cabo San Román y la falla Puerto Escondido con el valor en metros de sus componentes de desplazamiento. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.

Anexo 3. "Metadata" de los mapas geológicos. Descripción de la información integradaen cada mapa. Mapas a escala 1:50.000

Hoja	Descripción
6152-II Punta Macolla	-AUDEMARD (1992): Cartografía de fallas con el valor en metros de sus componentes de desplazamiento. -CREOLE (1968): Contacto entre las unidades ígneo-metamórficas y la Formación Paraguaná. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -GARCÍA (1993): Ubicación de muestras de rocas sedimentarias con petrografía. -PÉREZ (1967): Trazas geológicas, fallas, rumbo y buzamiento de estratificaciones. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y geológicas.
6251-III Santa Ana	-AUDEMARD (1992): Cartografía de la falla de Los Medanos con sus componentes de desplazamientos. -CREOLE (1968): Contacto entre las unidades ígneo-metamórficas de Santa Ana, El Rodeo y Arajó con la Formación Paraguaná, escarpe topográfico (Cuesta de Cunacho). -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -MARTIN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972): Contactos de las unidades: Basalto de Santa Ana y Gabro de Capuana. -MISTAGE (1989): Cartografía de las fallas dentro de las unidades ígneo-metamórficas de Santa Ana, Capuana, El Rodeo y Arajó, rumbo y buzamiento de foliaciones y bandeamientos primarios. -PÉREZ (1967): Rumbo y buzamiento de estratificaciones. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.
6250-IV Punta Guara	-DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y geológicas.
6252-III El Vínculo	-AUDEMARD (1992): Cartografía de las fallas Cabo San Román, Puerto Escondido, Pueblo Nuevo y Las Cumaraguas con sus componentes de desplazamiento, y fuentes de aguas termales. -CREOLE (1968): Contacto entre las unidades cuaternarias y la Formación Paraguaná, rumbo y buzamiento de estratificaciones, y escarpes topográficos. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -GARCÍA (1993): Ubicación de muestras de rocas sedimentarias con petrografía. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.
6251-IV Pueblo Nuevo	-AUDEMARD (1992): Cartografía de la falla de Pueblo Nuevo y sus componentes de desplazamientos. -CREOLE (1968): Contacto entre las unidades ígneo-metamórficas con la Formación Paraguaná, escarpes topográficos. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -MACDONALD (1967): Contactos de las unidades: Filita de Pueblo Nuevo, Meta-granodiorita de El Amparo, trazas de fallas, y datos de rumbo y buzamiento de foliaciones. -MARTIN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972): Contactos de las unidades: Basalto de Santa Ana y Gabro de Capuana. -MISTAGE (1989): Cartografía de las fallas dentro de las unidades: Basalto de Santa Ana y Gabro de Capuana. -PÉREZ (1967): Trazas geológica, rumbo y buzamiento de estratificaciones. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.

Anexo 4. "Metadata" de los mapas geológicos. Descripción de la información integradaen cada mapa. Mapas a escala 1:25.000

Hoja	Descripción
6151-I-NE y 6251-IV-NO La Selva y Pueblo Nuevo	-AUDEMARD (1992): Cartografía de la falla de Pueblo Nuevo, sus componentes de desplazamientos y fallas asociadas. -CREOLE (1968): Contacto de las unidades ígneo-metamórficas con la Formación Paraguná, y escarpes topográficos. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -MACDONALD (1967): Contactos entre las unidades: Filita de Pueblo Nuevo, Metagranodiorita de El Amparo, datos de rumbo y buzamiento de foliaciones, trazas de fallas y ubicación de zonas fosilíferas. -PÉREZ (1967): Trazas geológicas, rumbo y buzamiento de estratificaciones. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas geológicas y de fallas.
6151-II-NE Yabuquiva	-CREOLE (1968): Contacto entre las unidades: Diabasa de Arajó y la Formación Paraguaná. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -MARTIN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972): Contacto entre el Basalto de Santa Ana y Gabro de Capuana. -MISTAGE (1989): Cartografía de fallas en el cerro Arajó, rumbo y buzamiento de foliaciones y bandeamientos primarios, ubicación de muestras con petrografías y análisis químicos. -PÉREZ (1967): Rumbo y buzamiento de estratificaciones y trazas geológicas. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.
6251-III-NE La Matica	-CREOLE (1968): Contacto entre las unidades: Ultramafitas de El Rodeo y la Formación Paraguaná, escarpes topográficos y pozos. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -MISTAGE (1989): Cartografía de fallas dentro de la unidad Ultramafitas de El Rodeo, rumbo y buzamiento de foliaciones, y bandeamientos primarios. Ubicación de muestras con petrografías y análisis químicos. -PÉREZ (1967): Rumbo y buzamiento de estratificaciones y trazas geológicas. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.
6251-IV-SO y 6251-III-NO Buena Vista y Santa Ana	-CREOLE (1968): Contacto entre las unidades ígneo-metamórficas de Santa Ana, El Rodeo, Arajó y la Formación Paraguaná, y escarpes topográficos. -DANIELO (1976): Contacto entre las unidades geomorfológicas. -MARTIN-BELLIZZIA & ITURRALDE DE AROZENA (1972): Contactos entre el Basalto de Santa Ana y el Gabro de Capuana. -MISTAGE (1989): Fallas dentro de las unidades de Santa Ana, El Rodeo y Arajó, rumbo y buzamiento de foliaciones y bandeamientos primarios. Muestras con petrografías y análisis químicos. -PÉREZ (1967): Rumbos y buzamientos de estratificaciones y trazas geológicas. -Imagen del satélite Landsat (2004): Afinamiento de los contactos entre las unidades geomorfológicas, trazas de fallas y trazas geológicas.

Anexo 5. Trabajos acerca del estudio de fósiles realizados en la Formación Cantaure, Península de Paraguaná.

Autor	Trabajo
BERMÚDEZ (1960)	Foraminíferos planctonicos del Golfo de Venezuela. *Cushman Lab. Forma. Res. Contr. Spec. Publi. 25*, 332p.
JUNG (1965)	Miocene Mollusca from the Paraguaná península, Venezuela. *Bull. Amer. Paleont.* 49(223):652p.
RODRÍGUEZ (1968)	Estratigrafía y paleontología del mioceno en la península de Paraguaná, estado Falcón. *Bol Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol.*, 2(5):127-152.
THOMAS & MACDONALD (1970)	The Cantaure Formation of the Paraguaná peninsula. *Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol.*, 13(6):177-179.
DÍAZ DE GAMERO (1974)	Microfauna y edad de la Formación Cantaure, Península de Paraguaná, Venezuela. *Bol Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol.*, 17(4, 5 y 6):41-47.
GIBSON (1974)	On two new members of the family Ovulidae (Mollusca; gastropoda) from the Cantaure Formation, Venezuela. *Bol Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol.*, 17(4-6):87-96.
GIBSON & GIBSON (1974)	The Genus *Strombina* in Venezuela, with description of a new recent and some fossil species. *Bol Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol.*, 17(4-6):49-85.
HUNTER & BARTOK (1974)	The age and correlation of the Tertiary sediments of the Paraguaná Peninsula, Venezuela. *Bol Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol.*, 17(7-9):13-154.
HUNTER (1978)	Foraminiferal correlation of Tertiary mollusc horizons of the southern Caribbean area. De Bussy Ellerman Harms. Amsterdam, Netherlands.
GIBSON & GIBSON (1982)	The genus *Harpa* Lamarck (Mollusca; Gastropoda) in northern South America. *Tulane Studies in Geology and Paleontology.*, 17(2):57-58.
GIBSON & GIBSON (1983)	Neogene melongenid gastropods from the Paraguanà Penìnsula, Venezuela. *Eclogae Geologicae Helvetiae*., 76(3):719-728.
GIBSON & GIBSON (1985)	A second melampid (Pulmonata; Basommatophora) from the early Miocene of Venezuela. *The Nautilus.*, 99(2-3):87-89
LANDAU (1996)	A new species of *Morum* (Gastropoda, Harpidae) from the lower Miocene Cantaure Formation of Venezuela. *Tulane Studies in Geology and Paleontology.*, 29(1-2):53-56.
LANDAU & PETIT (1997)	New species of *Cancellarioidea* (Mollusca, Gastropoda) from the lower Miocene Miocene Cantaure Formation of Venezuela. *Tulane Studies in Geology and Paleontology.*, 29(3-4):145-150.
NOLF & AGUILERA (1998)	Fish otoliths from the Cantaure Formation (early Miocene of Venezuela). *Bull de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belguique*.

Anexo 6. Características petrográficas de las rocas carbonáticas de la Península de Paraguaná.
(Tomado y modificado de GARCÍA 1993)

		Componentes (%)															
		Aloquímicos					Ortoquímico			Extraclasto			Porosidad		Recálculo		
Muestra	Formación	Algas rojas	Moluscos	Foraminíferos	Equinodermos	Fragmentos fósiles	Micrita	Microespato	Espato	Cuarzo	Feldespatos	Otros	Disolución	Móldica	Aloquímicos	Ortoquímicos	Clasificación
PA - 010+	Tpp. Amuay	18	10	2	0	7	6	18	21	12	0	2	1	3	45	55	Caliza Lodosa (Wackstone)
PA - 011*		9	0	7	2	10	22	25	10	2	0	1	4	1	33	67	Caliza Lodosa (Wackstone)
PA - 013+		30	2	5	0	27	15	12	7	Tz	0	0	2	0	65	35	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 013A		37	6	9	0	12	10	8	13	Tz	0	0	3	2	67	33	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 015		25	0	16	0	7	2	6	34	6	Tz	Tz	0	4	53	47	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 016		25	0	12	4	14	7	12	20	3	Tz	Tz	1	2	58	41	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 032+		20	8	7	1	10	8	18	7	14	Tz	Tz	2	5	58	42	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 035		62	0	Tz	0	0	8	15	9	Tz	0	0	4	2	66	34	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 053+		55	Tz	Tz	0	0	10	15	2	7	1	3	5	2	67	33	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 057		7	11	6	1	24	6	15	10	6	2	2	4	6	61	39	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 060		7	5	0	0	25	47	12	0	2	Tz	Tz	2	0	39	61	Caliza Lodosa (Wackstone)
PA - 061		16	0	8	1	17	24	4	0	0	0	0	14	16	60	40	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 064+		25	0	7	0	12	15	4	18	2	Tz	2	6	9	54	46	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 068*		35	0	Tz	0	7	0	20	18	0	0	0	4	8	52	47	Caliza Lodosa (Wackstone)
PA - 095+		2	18	5	0	25	3	23	10	7	0	0	0	7	58	42	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 097		0	10	5	0	8	12	0	53	5	0	0	5	2	26	74	Caliza Lodosa (Wackstone)
PA - 113		18	13	3	1	10	17	9	3	10	Tz	1	15	0	61	39	Caliza granular con lodo (Packstone)
PA - 058	Tmca	12	5	10	2	25	10	16	12	2	0	0	3	3	59	41	Caliza granular con lodo (Packstone)

* En la tabla original, la suma de los porcentajes no es 100% Tpp= Formación Paraguaná Tmca= Formación Cantaure
\+ Muestras con petrografía

Anexo 7. Características petrográficas de las rocas clásticas de la Península de Paraguaná (Tomado y Modificado de GARCÍA 1989).

		Componentes(%)																		Textura							Recálculo			
		Cuarzo				Feld.		F. roca			Fósiles						Cemento			Redondez										
Muestra	Formación	Monocristalino ígneo	Monocristalino meta.	Policristalino ígneo	Policristalino meta.	Ortosa	Plagioclasa	Rocas sedimentarias	Rocas metamórficas	Minerales accesorios	Algas rojas	Moluscos	Foraminíferos	Equinodermos	Otros	Matriz	Matriz recristalizada	Material carbonático	Óxidos de fe	Angular	Sub-angular	Sub-redondeado	Redondeado	Escogimiento	Tamaño de grano promedio	Porosidad	Cuarzo	Feldespato	Fragmento de roca	CLASIFICACIÓN
PA - 021*	Tpp Amuay	2	13	0	5	4	Tz	Tz	0	5	6	1	6	0	0	5	32	5	0	3	12	79	6	M	0	10	0	0	0	Arenisca calcarenácea
PA - 036		3	13	0	1	2	1	Tz	0	2	4	15	2	0	1	5	33	13	Tz	14	63	23	0	M	0	5	0	0	0	Arenisca calcarenácea
PA - 066		2	25	T	10	2	Tz	1	0	4	6	8	2	1	0	3	0	29	0	1	8	77	14	M	1	7	0	0	0	Arenisca calcarenácea
PA - 070°		0	12	0	2	2	Tz	Tz	0	6	7	6	2	Tz	0	15	33	10	0	3	10	72	5	M	0	5	0	0	0	Arenisca calcarenácea
PA - 083+		3	16	0	6	2	1	0	0	6	0	10	3	1	0	15	20	10	0	7	48	43	2	M	0	7	0	0	0	Arenisca calcarenácea
PA - 085°		2	35	0	Tz	0	2	Tz	0	7	0	1	0	0	0	3	39	7	4	10	18	81	1	MD	0	0	0	0	0	Limolita cuarzosa calcárea
PA - 087		2	25	0	1	1	3	0	0	7	0	0	0	0	0	2	48	8	0	8	15	74	3	MD	0	3	87	13	0	Grauvaca feldespática calcárea
PA - 088		2	34	0	1	0	2	0	0	6	0	0	0	0	0	4	46	5	0	8	15	75	2	B	0	0	0	0	0	Limolita cuarzosa calcárea
PA - 100*		2	11	0	5	2	Tz	3	Tz	Tz	5	9	1	1	0	10	27	15	3	0	7	87	6	M	0	11	0	0	0	Arenisca calcarenácea
PA - 100A		7	18	0	10	2	Tz	0	0	8	0	1	1	0	0	3	19	26	2	0	18	77	5	MD	0	3	95	5	0	Grauvaca feldespática calcárea
PA - 106		4	20	0	1	1	1	0	0	3	Tz	12	1	1	0	3	32	8	3	10	25	60	5	MD	0	10	0	0	0	Arenisca calcarenácea
PA - 003*	Tpp El Hato	7	15	0	6	2	1	0	0	6	2	0	0	0	2	12	25	18	0	3	77	20	0	MD	0	7	88	13	0	Grauvaca feldespática calcárea
PA - 005°		3	10	5	8	2	Tz	Tz	0	6	2	4	0	0	0	7	31	19	0	5	75	23	7	MD	0	3	90	10	0	Grauvaca feldespática calcárea
PA - 007B*		4	15	0	7	0	Tz	3	0	9	3	5	10	0	0	5	32	0	0	7	60	33	0	B	0	3	0	0	0	Limolita cuarzosa calcárea
PA - 022		1	13	0	7	2	3	1	Tz	2	8	8	4	1	0	10	22	7	Tz	7	18	65	10	M	0	11	0	0	0	Arenisca calcarenácea
PA - 041		1	17	0	4	1	2	0	0	5	0	1	3	0	1	25	33	2	0	8	43	46	3	M	0	5	89	12	0	Grauvaca feldespática calcárea
PA - 044		2	18	0	12	1	Tz	0	Tz	5	0	1	1	0	0	3	49	2	3	5	23	60	12	MD	0	3	97	3	0	Waca calcárea
PA - 072*		2	33	0	Tz	0	2	0	0	6	0	0	2	0	0	5	36	4	10	7	15	77	1	B	0	5	0	0	0	Limolita cuarzosa calcárea
PA - 033A*	Qpea	2	13	0	3	1	2	0	0	4	4	8	10	1	1	3	19	10	0	3	12	76	9	MD	0	7	0	0	0	Arenisca calcarenácea
PA - 033B*		4	16	0	10	0	2	2	2	9	0	15	6	1	0	5	18	7	0	7	13	50	30	M	0	7	0	0	0	Conglomerado polimíctico
PA - 034		2	16	0	5	0	0	0	0	5	0	22	1	1	1	7	17	8	3	1	21	75	3	M	0	12	0	0	0	Conglomerado polimíctico

Escogimiento: B= Bueno MD= Moderado M=Malo Tpp= Formación Paraguaná Tmca= Formación Cantaure

\+ Muestras con petrografía

° En la tabla original la suma de los porcentajes de redondez no es igual a 100%

Anexo 8. Características diagenéticas de las rocas sedimentarias de la Península de Paraguaná. (Tomado y Modificado de GARCÍA 1993).

		Freático Marino				Freático de agua dulce								
		:·:·:·:	\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\								·:·:	//		
		Productos Diagenéticos												
Muestra	Formación	Micritización	Envoltorios micríticos	Micrita	Horadaciones	Cemento equigranular	Cemento sintaxial	Cemento radiaxil	Reemplazamiento	Neomorfismo agradante	Neomorfismo de inv. heteroaxil	Neomorfismo de inv. homoaxil	Disolución (Matriz y/o Cemento)	Porosidad Móldica
PA - 010+	Tpp. Amuay	X	X	X		X	X			X		X	X	X
PA - 011		X	X	X		X	X			X			X	X
PA - 013+		X	X	X		X	X	X		X		X	X	X
PA - 013A+		X	X	X		X	X	X		X			X	X
PA - 015		X	X			X	X		X	X	X	X	X	X
PA - 016		X	X	X	X	X	X	X	X	X			X	X
PA - 021		X	X						X	X		X	X	X
PA - 032+		X	X			X	X	X	X	X			X	X
PA - 035		X				X	X	X				X	X	X
PA - 060		X	X							X			X	X
PA - 061		X	X		X			X		X			X	X
PA - 036		X	X			X		X	X	X		X	X	X
PA - 053+		X	X			X		X	X	X		X	X	X
PA - 057			X			X	X	X	X	X		X	X	X
PA - 064+		X	X			X	X	X			X	X	X	X
PA - 066		X	X			X	X	X	X			X	X	X
PA - 068		X	X			X				X			X	X
PA - 070		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
PA - 083+		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X
PA - 085			X						X	X				
PA - 087						X			X	X				
PA - 088									X	X				
PA - 095+			X			X	X	X		X		X	X	X
PA - 097			X			X							X	X
PA - 100			X			X	X	X		X		X	X	X
PA - 100A			X			X				X		X	X	X
PA - 106						X	X	X	X	X	X	X		
PA - 113		X				X	X	X	X	X		X	X	X
PA - 003	Tpp. El Hato	X		X		X		X	X	X	X	X	X	X
PA - 005		X	X			X			X	X		X	X	X
PA - 007B		X	X			X			X				X	X
PA - 022		X							X	X	X	X	X	X
PA - 041			X					X	X	X		X	X	X
PA - 044						X				X			X	X
PA - 072		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
PA - 058	Tmca	X	X			X	X	X	X	X		X	X	X
PA - 033A	Qpea	X	X			X	X	X	X	X		X	X	X
PA - 033B		X	X			X		X	X	X		X	X	X
PA - 034						X	X		X	X		X	X	X

Tpp: Formación Paraguaná Tmca: Formación Cantaure Qpea: Conglomerado El Alto
:·:·: Zona estancada \\\\\\ Zona activa // Zona de disolución

Anexo 9. Estudio petrográfico de muestras del cerro Arajó
(Tomado y Modificado de MISTAGE 1989).

Subunidad	Muestra	Clinopiroxeno					Plg.		Magnetita	Otros minerales (*)			
		Clinopiroxeno	Epidoto	Hornblenda	Hornblenda kaersutitica	Actinolita/ tremolita	Plagioclasa	Epidoto		Serpentina	Leucoxeno	Clorita	Actinolita/ tremolita
Leucogabro (Kc2)	FA-291	25				10	3	62					
	FA-295	21				12	3	63	1				
	FA-296	4			45			46				5	5
	FA-298 *	20					3	62	1		1	13	13
	FA-300	5				30	1	62	1		1		
	FA-303	40				20	4	36					
	FA-304	10				20	3	36	1	29	1		
	FA-305						8	91	1				
	FA-305-A						8	91	1				
	FA-310	15				10	5	65	5				
	FA-339	30		10	5	6	2	47					
	FA-346	5		30				62	1		2		
	FA-355	5		33			1	61					
	FA-359	15		12	1	8	2	60			2		
	FA-360	10				3	2	60					25
	FA-368	10	2			2	5	69					12
	FA-369	15				5	2	78					
	FA-370	90		10									
	FA-370-A *	25	5	14	1		5	5					
	FA-370-B	92		8									
	Max.	92	5	33	45	30	8	91	5	29	2	13	25
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	22	1	6	3	6	3	53	1	1	0	1	3
Diabasa de Arajó (Ka)	FA-327	5						67			3		25
	FA-328	5	13					67					15
	FA-329	12				10	1	45	1		1		30
	FA-336							95			5		
	FA-342	33		8	8	5		45			1		
	FA-343	10		32	6			50	2				
	Max.	33	13	32	8	10	1	95	2	0	5	0	30
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	11	2	7	1	3	0	62	1	0	1	0	12

Plg: Plagioclasa
(*) Otros minerales no-primarios y claramente no relacionados con el clinopiroxeno y plagioclasa

Anexo 10. Estudio petrográfico de muestras del cerro Arajó
(Tomado y Modificado de MISTAGE 1989).

Subunidad	Muestra	Clinopiroxeno					Plagioclasa		Magnetita	Otros minerales (*)		
		Clinopiroxeno	Epidoto	Horblenda	Horblenda kaersutitica	Actinolita/ tremolita	Plagioclasa	Epidoto		Leucoxeno	Actinolita/ tremolita	Esfena
Gabro pegmatítico gnéisico (Kc4)	FA-322	17	3			10	3	47	1		19	
	FA-323 *	18				17	5	54	1			
	FA-324	5	2			17	2	58	1		15	
	FA-365	0						77	1	2	20	
	FA-366	10					10	55	1		24	
	FA-367	27	2			10	10	46	2	2		1
	Max.	27	3	0	0	17	10	77	2	2	24	1
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	13	1	0	0	9	5	36	1	2	13	0
Gabro sausuritizado (Kc5)	FA-319	40	3				5	50	2			
	FA-335	5		33			6	55		1		
	FA-356	30			Tz	12	10	47		1		
	FA-357	15			2	33	2	47		1		
	Max.	40	3	33	2	33	10	55	2	1	0	0
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	23	1	8	0	11	6	50	0	1	0	0

(*) Otros minerales no-primarios y calaramente no relacionados con el clinopiroxeno y plagioclasa

Anexo 11. Estudio petrográfico de muestras del cerro Capuana.
(Tomado y Modificado de MISTAGE 1989).

Subunidad	Muestra	Olivino		Clinopiroxeno				Plagioclasa			Magnetita	Otros minerales (*)				Oxido de hierro
		Olivino	Serpentina	Clinopiroxeno	Sepentina	Horblenda kaersutitica	Actinolita/ tremolita	Plagioclasa	Epidoto	Sericita		Serpentina	Clorita	Actinolita/ tremolita	Esfena	
Gabro olivinífero piroxénico de Siraba (Kc1)	FA-259-A	18	8	29				40	5							
	FA-251		6	20			10		62				2			
	FA-268	10		35				20	19					16		
	FA-253	10	12	30	12				34		2					
	Max.	18	12	35	12	0	10	40	62	0	2	0	2	16	0	0
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	9	7	29	3	0	3	15	30	0	0	0	0	4	0	0
Leucogabro (Kc2)	FA-231			40			10	4	46							
	FA-234	4	1	20				74			1					
	FA-237	10	40	2			10	2	33		3					
	FA-240 *		39	2			28		19		2					
	FA-241		6			25		47	18	3	1					
	FA-245			33			12	8	47							
	FA-257			25			10	2	63							
	FA-258 *			35				2	59							
	FA-260			18			38	2	42							
	FA-262			42			8	5	45							
	FA-270			10			35	20	35							
	FA-271		8	45			8	24	10					5		
	FA-272		15	44			6	10	20					5		
	FA-273			45			20		20		3		12			
	FA-275		8	24			10	2	56							
	O-2		50	4			26		19		1					
	O-5	20	8	38				30	2		2					
	1-1		5	4			30		59		1		1			
	M-1			23					20				17	40		
	FP-12			18	33	18			15	15			1			
	M-2			15	34		8	4	39							
Gabro pegmatítico (Kc3)	FA-232	6	2					89	3							
	FA-236							20	79		1					
	FA-233	50						47	2		1					
	FA-228			2								93				5
	FA-32		8				30		60		1		1			
	FA-33		24						45		12			15	4	
	FA-23		10	23			15		52							
	Max.	50	20	45	34	25	38	74	63	15	3	0	17	40	0	0
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	1	9	23	3	1	12	11	38	0	0	0	0	2	0	0

(*) Otros minerales no-primarios y claramente no relacionados con el olivino, clinopiroxeno y plagioclasa

Anexo 12. Estudio petrográfico de muestras del cerro El Rodeo
(Tomado y modificado de MISTAGE 1989).

Subunidad	Muestra	Olivino		Ortopiroxeno			Cpx.		Cromita	Espinela	Magnetita	Otros minerales (*)					
		Olivino	Serpentina	Ortopiroxeno	Serpentina	Diopsido	Clinopiroxeno	Serpentina				Carbonato	Oxido de hierro	Cuarzo	Limonita	Clorita	Opalo
Harzburgita (Ker)	FA-027	2	48	2	8						8				12	20	
	FA-034	3	70	2	8						2		10	5			
	FA-037	5	70	2	8						3		12				
	FA-039	14	68	10	2				1		2		3				
	FA-043	40	40	12	2	1			2			2	1				
	FA-063	10	72	10	4				4								
	FA-083	20	67	2	10						1						
	FA-117	10	68	14	6	1			1								
	FA-132	3	72	2	8						5		5	5			
	FA-135	10	73	10	2						5						
	FA-143	70	13	12	2				1			2					
	FA-148	10	73	8	2		4	1	2								
	FA-153	10	66	15	5	1			3								
	FA-156	10	71	12	3	1			3								
	FA-166	10	76	6	4				1		3						
	FA-182	3	74	2	8						5		8				
	FA-186	62	20	12	3		2		1								
	FA-192	10	76	10	3				1								
	FA-197	49	30	18	3				Tz								
	FA-200	57	30	10	2						1						
	FA-210	10	78	8	2				1		1						
	FA-221	12	76	8	2				1		1						
	FA-222	10	70	5	5						1	5	3	1			
	FA-224	8	71	6	4						2	3	4	2			
	FA-285	30	54	10	5				1								
	FA-287	15	69	11	4				1								
	FA-289	20	53	19	7	1											
	2-2 *	3	78	2	8								1				
	D-1 *	2	85	2	8												
	D-2	71	15	10	1		2		1								
	D-3	58	13	14		1	12		2								
	E-1	8	67	8	3	1			2	1			6				4
	E-2	35	15	42	7				1								
	G-2	8	78	10	2				Tz								2
	G-3	6	73	5	2								8				6
	G-4	66	15	10	2	1	5		1								
	V-1	10	77	6	4				1				2				
	V-2	40	49	8	2				1								
	V-3	35	53	10	1				1								
	V-4	30	57	10	2				1								
	FP-5	5	80	2	8		4		1								
	FP-31	3	82	3	10		2										
	FP-39	2	77	2	10		7		1			1					
	Max.	71	85	42	10	1	12	1	4	1	8	5	12	5	12	20	6
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	21	60	9	5	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	1	0

Cpx: Clinopiroxeno
(*) Otros minerales no-primarios y claramente no relacionados con el olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno

Anexo 13. Estudio petrográfico de muestras del cerro El Rodeo
(Tomado y modificado de MISTAGE 1989).

Subunidad	Muestra	Olivino		Ortopiroxeno							Cpx.		Plagioclasa			Magnetita	Otros minerales (*)					Min. Alt.	
		Olivino	Serpentina	Ortopiroxeno	Serpentina	Diopsido	Epidoto	Biotita	Actinolita/ tremolita	Horblenda kaersutitica	Cpx.	Horblenda kaersutitica	Plagioclasa	Epidoto	Sericita		Carbonato	Epidoto	Clorita	Esfena	Actinolita/ tremolita	Oxido de hierro	Cuarzo
Websterita	E-3			84	1	2	1				12												
Norita	E-2-B *										28		56	4		2			Tz				
Norita olivinífera	FA-42-A*	5	15				2	1			14		36	10	5	2							5
	D-1-A *		29						21	3			2	15		1	2		2	1			
Anortosita	FA-83	6	2										70	22									
	FP-9											5	62	30					1		2		
	FA-005															2	23					75	
	Max.	6	29	84	1	2	2	1	21	3	28	5	70	30	5	2	23	0	2	1	2	75	5
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	2	7	12	0	0	0	0	3	0	9	1	33	12	2	2	4	0	0	0	0	11	2
Troctolita (Ker)	FA-17	13	4										81	1		1							
	FA-091	14	3										75	8									
	FA-95	35	5										53	7									
	3-1-A	27	10										60	1		2							
	3-3	25	34											40		1							
	D-1-B	30	5										64			1							
	FP-1	18											80			2							
	Max.	35	34	0	0	0	0	0	0	0	0	0	81	40	0	2	0	0	0	0	0	0	0
	Min.	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	23	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	59	8	0	1	0	0	0	0	0	0	0

Min. Alt: minerales de alteración
Cpx: clinopiroxeno
(*) Otros minerales no-primarios y claramente no relacionados con el olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno

Anexo 14. Estudio petrográfico de muestras del cerro El Rodeo
(Tomado y modificado de MISTAGE 1989).

Subunidad	Muestra	Olivino		Clinopiroxeno			Plagioclasa			Magnetita	Otros minerales (*)					Cuarzo
		Olivino	Serpentina	Clinopiroxeno	Horblenda kaersutitica	Actinolita/ tremolita	Plagioclasa	Epidoto	Sericita		Carbonato	Epidoto	Clorita	Esfena	Actinolita/ tremolita	
Gabro (Ker)	FA-098				48		48			4						
	FA-102			35	10		53			2						
	FP-7			2	18		25	15							40	
	FP-14			25	10		35	10	2	10	2		6			
	Max.	0	0	35	48	0	53	15	2	10	2	0	6	0	40	0
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	0	0	16	22	0	40	6	0	34	0	0	62	0	10	0
Gabro olivinífero (Ker)	FA-16	25	14	17	5		38			1						
	FA-20	10	11	39	8		14	16		1			1			
	FA-44	18	5	26	7		24	8	7	5						
	FA-123		8	24	15			50		3						
	FA-139	8	3	37	1			50		1						
	FA-215		14	40		20	15	3					5			3
	E-2-A		9	35		20	20	15		1						
	FP-27		10	17	5		8	50			Tz		10			
	FP-42		25	20	Tz	5	2	23					5		20	
	Max.	25	25	40	15	20	38	50	7	5	0	0	10	0	20	3
	Min.	0	3	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	7	11	28	5	5	13	24	1	2	0	0	2	0	2	0

(*) Otros minerales no-primarios y claramente no relacionados con el olivino clinopiroxeno y plagioclasa

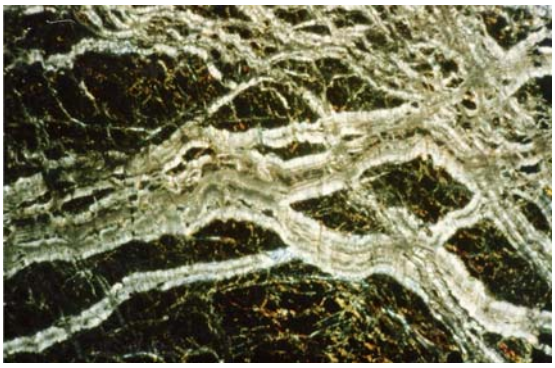
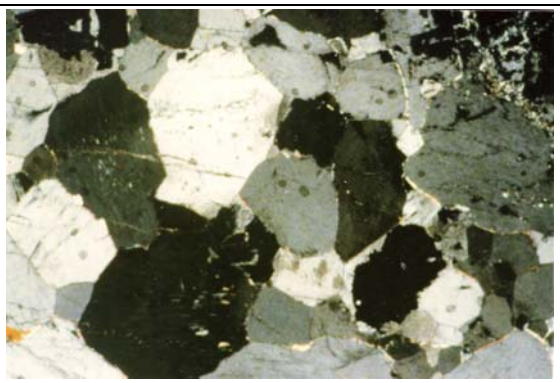
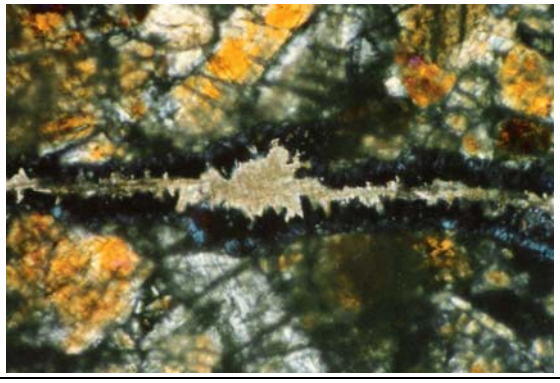
Anexo 15. Estudio petrográfico de muestras del cerro El Rodeo (Arriba). Tomado y modificado de MISTAGE (1989) y El Amparo (Abajo). Tomado y modificado de DICKEY (1932).

Subunidad	Muestra	Olivino		Opx.		Cromita	Espinela	Magnetita	Otros minerales (*)		Min. alt	
		Olivino	Serpentina	Ortopiroxeno	Serpentina				Carbonato	Epidoto	Oxido de hierro	Cuarzo
Dunita (Ker1)	FA-003	30	61	6	2	1						
	E-3-B	5	77	8		2				8		
	FA-018	10	75	6	2	2					3	2
	FA-220	10	80	6	2	1		1				
	3-2	54	36	7	2	1						
	FA-007	18	71	2	5	2		2				
	3-2-A	4	87	4	4	1						
	FA-029	10	83			7						
	FA-035	15	67						8		10	
	FA-046	5	65	2	2	1	15		10			
	FA-204	66	24	8	1	1						
	FA-283 *	40	55			1						
	FP-26	20	60	8		12						
	FP-35	20	79			1						
	Max.	66	87	8	5	12	15	2	10	8	10	2
	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Promed.	22	66	4	2	2	1	0	1	1	1	0

Opx: ortopiroxeno
(*) Otros minerales no-primarios y claramente no relacionados con el olivino y ortopiroxeno
Min. Alt: Minerales de alteración

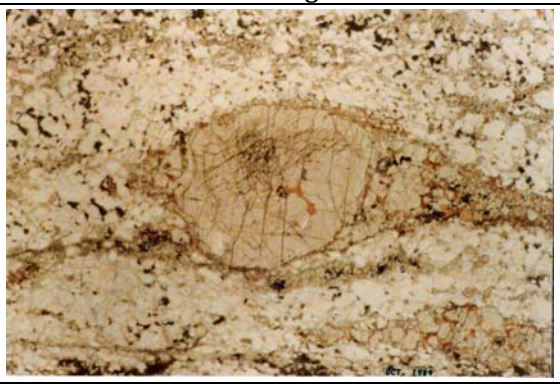
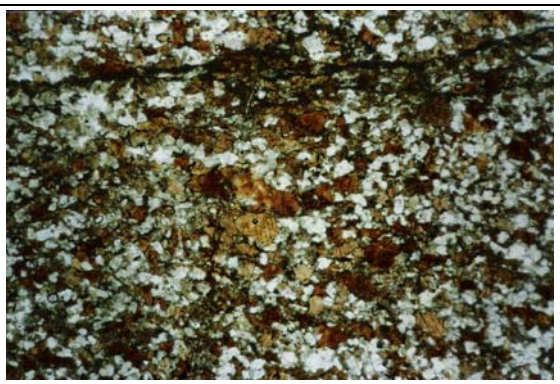
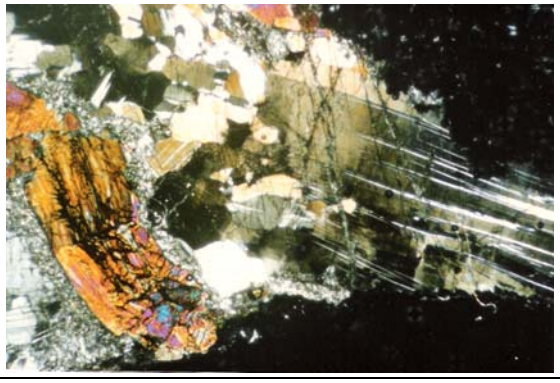
Muestra	Cuarzo	Plagioclas	Feldespato K	Sericita	Grafito	Biotita	Moscovita	Epidoto	Clorita	Apatito	Zircón	Ilmenita	Magnetita	Titanita	Rutilo	Nombre de la roca
FN-18	30	45	25	0	0	<1	<1	0	0	<1	<1	<1	0	<1	0	Granodiorita
FN-6	40	30	30	0	0	<1	0	0	0	0	<1	0	0	<1	0	Granodiorita
FN-7	40	30	20	0	0	10	0	0	0	<1	<1	0	0	0	0	Granodiorita
FN-16	c	c	10	0	0	c	c	0	0	<1	<1	0	0	0	0	Cuarzodiorita
FN-5	40	50	10	0	0	0	<1	0	0	<1	<1	<1	<1	0	0	Cuarzo albita diorita
FN-12	75	<1	0	15	10	<1	<1	0	0	0	<1	0	0	0	<1	Dique
32B-1	24	11	19	35	0	2	2	3	3	1	0	0	0	0	0	Metagranodiorita
32B-2	35	15	16	30	0	2	2	<1	<1	<1	<1	0	0	0	0	Metagranodiorita
Max.	75	50	30	35	10	10	2	3	3	1	0	0	0	0	0	
Min.	24	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Promed.	41	29	16	10	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	

Anexo 16. Fotomicrografías de las rocas máficas y ultramáficas (El Rodeo-Capuana-Arajó). Tomado de MISTAGE (1989).

Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
FA-5		Ker	Máxima alteración en la Harzburgita de El Rodeo. Bandas de carbonato, conservando la textura fibrosa de la serpentina, encierran en un denso enrejado al FeO. **Nícoles:** Cruzados
FA-83		Ker	Cristal de enstatita maclado, con lamelas de exsolución de diópsido y maclas deformadas en forma de "kink band". Nótese en los extremos derecho e izquierdo de la figura el intenso enrejado de serpentina en el olivino. **Nícoles:** Cruzados
D-3		Ker	Ortopiroxenita con talco intergranular. Nótese en la parte inferior de la figura al piroxeno maclado y con desarrollo de lamelas de exsolución. **Nícoles:** Cruzados
FA-15		Ker	Fractura llena en forma zonada, por clorita (azul y marrón) y carbonato. **Nícoles:** Cruzados

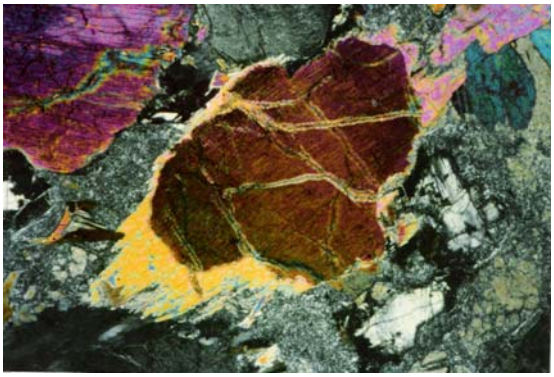
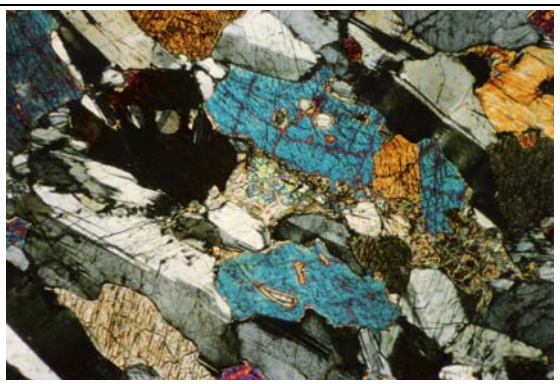
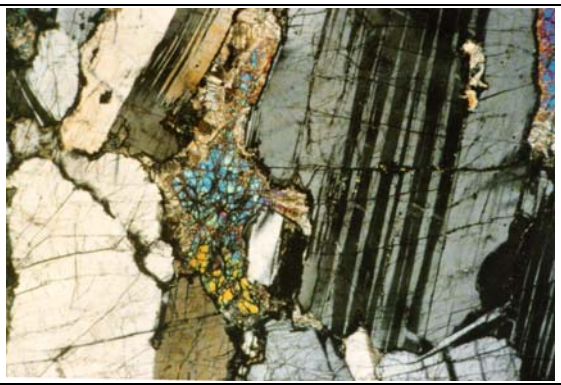
0 1 mm

Anexo 17. Fotomicrografías de las rocas máficas y ultramáficas (El Rodeo-Capuana-Arajó). Tomado de MISTAGE (1989).

Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
V-3		Ker	Obsérvese los bordes irregulares debido al fracturamiento y recristalización a hornblenda kaersutitica. Gneis milonítico. **Nícoles:** Paralelos
V-3		Ker	Notese la zonación en el piroxeno y la ausencia de maclas en la plagioclasa. **Nícoles:** Cruzados
FA-98		Ker	Hornblenda kaersutítica que ha sustituido al piroxeno (augita). Nótese el color marrón rojizo en la hornblenda, contrastante con el marrón muy claro a crema del piroxeno y el blanco de la plagioclasa. **Nícoles:** Paralelo
FA-42A		Ker	Fuerte desarrollo de “kink band” en maclas con plagioclasa. **Nícoles:** Cruzados

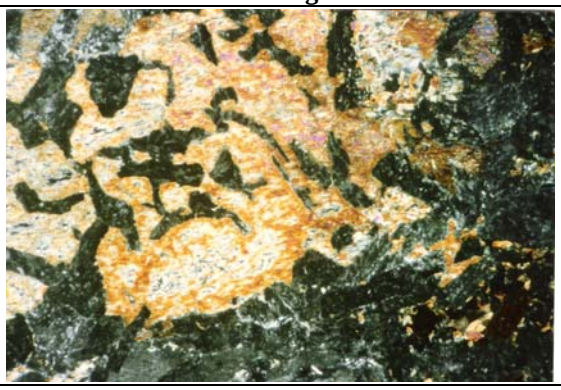
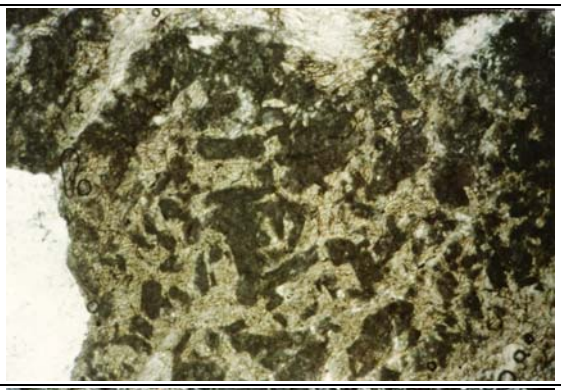
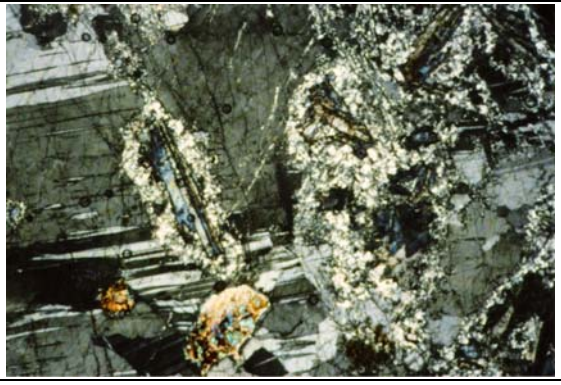
0 1 mm

Anexo 18. Fotomicrografías de las rocas máficas y ultramáficas (El Rodeo-Capuana-Arajó). Tomado de MISTAGE (1989).

Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
F-1		Kc1	Troctolita. Nótese la ausencia de maclas en la plagioclasa y el intenso fracturamiento en los minerales.
M-2		Ker	Textura corona definida por augita diopsídica en el centro y actinolita-tremolita en los bordes. **Nícoles:** Cruzados
FA-253		Ker	Gabro olivinífero piroxénico como diques que intrusionan al Gabro de Siraba. Nótese las maclas deformadas de la plagioclasa y la serpentinización en el olivino. **Nícoles:** Cruzados
FA-232		Kc2	Anortosita olivinífera. Gabro de Siraba. **Nícoles:** Cruzados

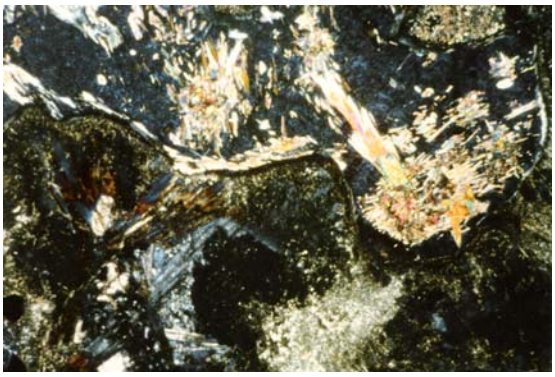
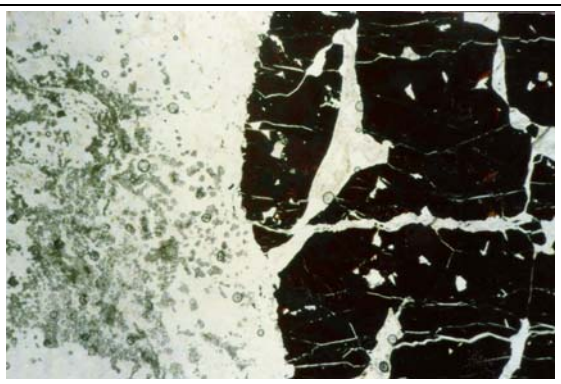
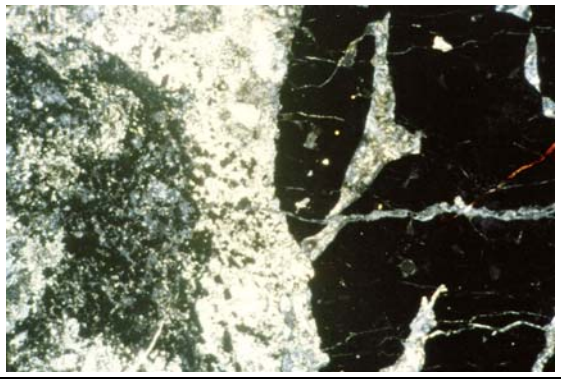
0 1 mm

Anexo 19. Fotomicrografías de las rocas máficas y ultramáficas (El Rodeo-Capuana-Arajó). Tomado de MISTAGE (1989).

Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
FA-342		Ksa	Textura ofítica reliquia en la Diabasa de Arajó. Obsérvese en el extremo superior de la figura, plagioclasa remanente del proceso de sausuritización. **Nícoles:** Cruzados
FA-342		Ksa	Textura ofítica reliquia en la Diabasa de Arajó. Nótese en el extremo inferior derecho de la figura la transformación del piroxeno a hornblenda kaersutítica. **Nícoles:** Paralelos
FA-355		Kc2	Hornblenda verde poikilítica. Originalmente textura ofítica donde la plagioclasa ha sido sausuritisada y el piroxeno sustituidi por hornblenda. **Nícoles:** Paralelos
FA-44		Kc1	Zoisita rodeada de sericita del último metamorfismo (facies de los esquistos verdes). **Nícoles:** Cruzados

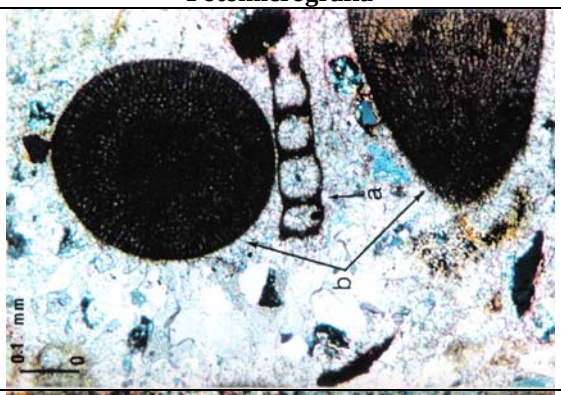
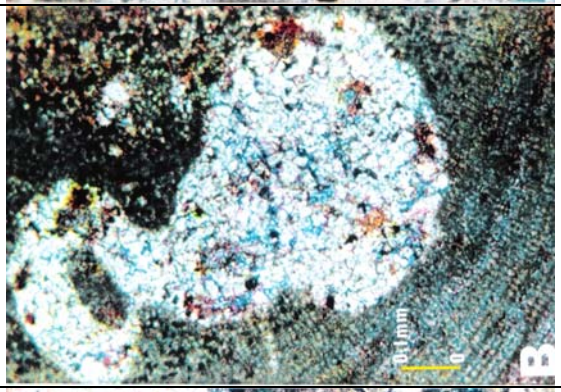
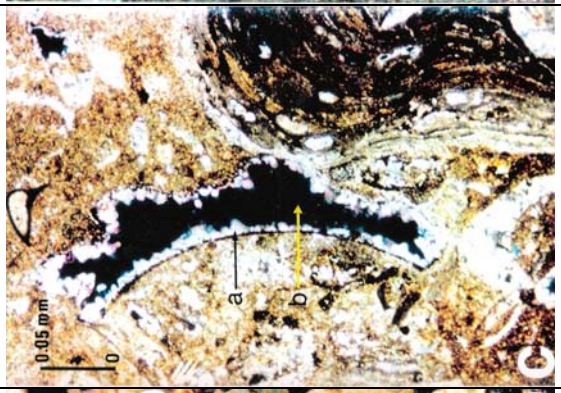
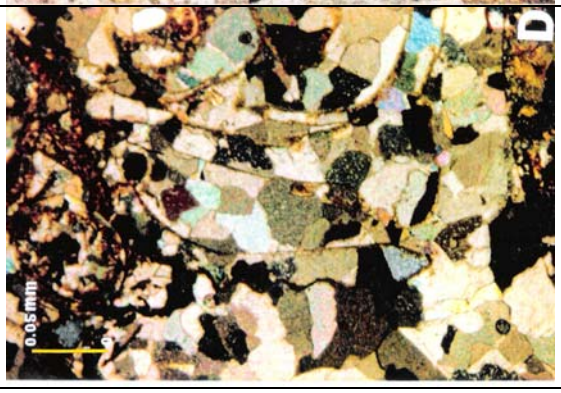
0 1 mm

Anexo 20. Fotomicrografías de las rocas máficas y ultramáficas (El Rodeo-Capuana-Arajó). Tomado de MISTAGE (1989).

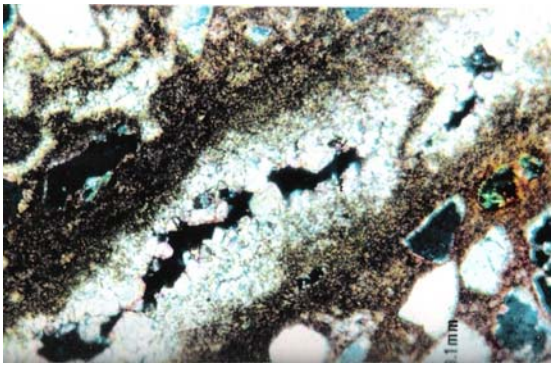
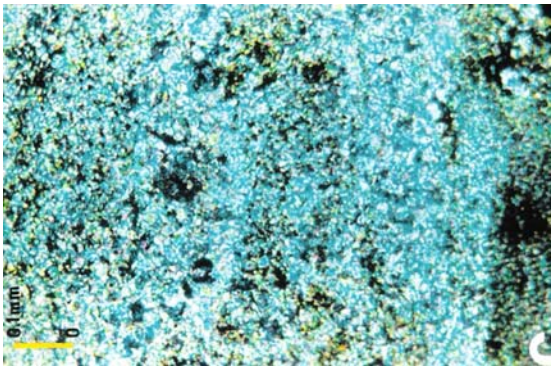
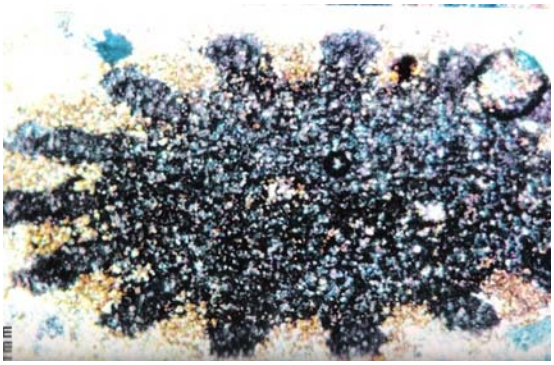
Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
FA-138		Ker	Epidoto perteneciente a la facies de los esquistos verdes. **Nícoles:** Cruzados
M-2		Kc2	Asociación mineralógica índice del metamorfismo de bajo grado (facies de los esquiestos verdes): actinolita, zoisita, clorita, epidoto. Gabro de Siraba. **Nícoles:** Cruzados
FA-046		Ker1	Contacto entre el lente de cromita masiva y la harzburgita. Nótese el fracturamiento en la cromita y la abundancia de espinela cerca del contacto **Nícoles:** Paralelos.
FA-046		Ker1	Contacto entre el lente de cromita masiva y la harzburgita. Nótese el fracturamiento en la cromita y la abundancia de espinela cerca del contacto. **Nícoles:** Cruzados.

0 1 mm

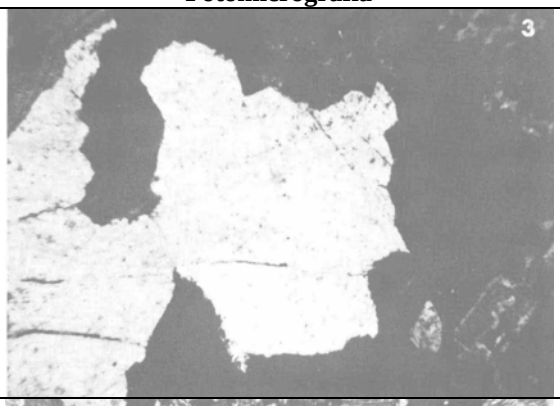
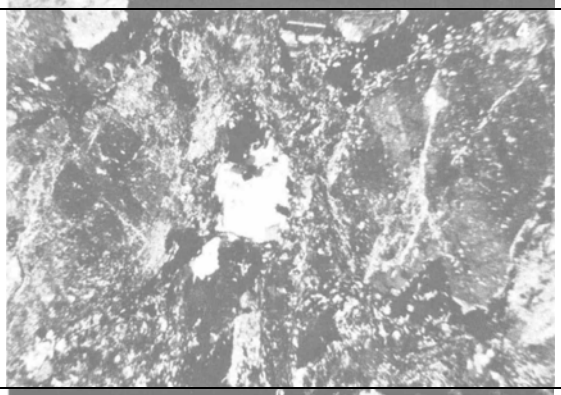
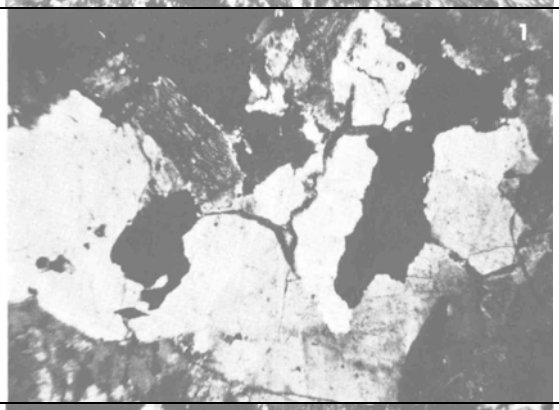
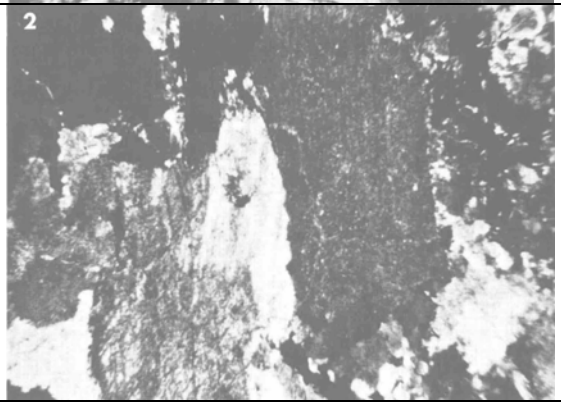
Anexo 21. Fotomicrografías de las rocas sedimentarias
(Formación Cantaure, Paraguaná, Conglomerado El Alto). Tomado de GARCÍA (1993).

Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
PA-032		Tpp	Envoltorio micrítico en foraminífero (a) y micritización de algas rojas (b).
PA-053		Tpp	Horadación en alga roja.
PA-013		Tpp	Porosidad móldica (a) y cemento radiaxil (b).
PA-095		Tpp	Precipitación de cemento equigranular en porosidades móldicas.

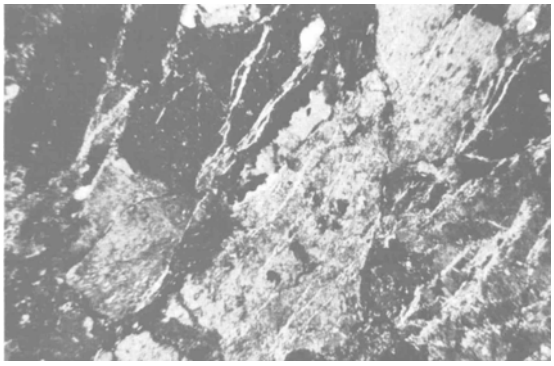
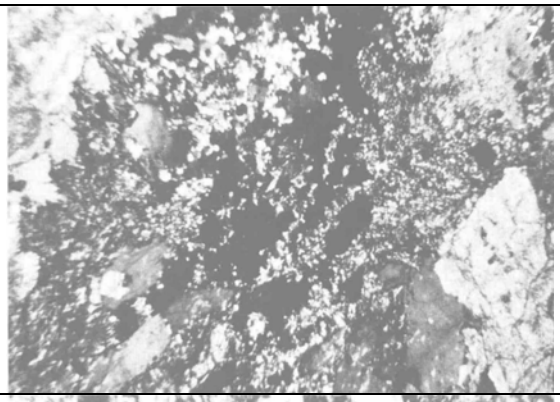
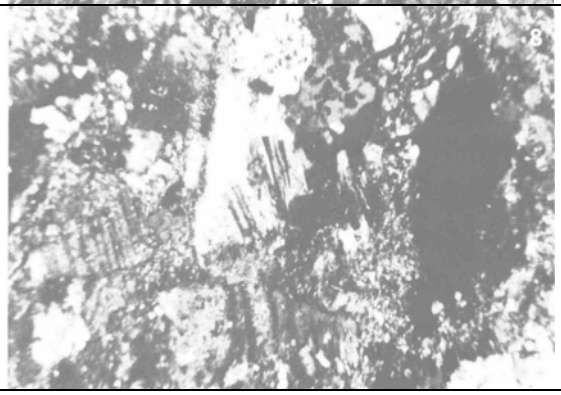
Anexo 22. Fotomicrografías de las rocas sedimentarias
(Formación Cantaure, Paraguaná, Conglomerado El Alto). Tomado de GARCÍA (1993).

Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
PA-013		Tpp	Incremento en el tamaño de grano de los cristales hacia el centro del poro.
PA-064		Tpp	Neomorfismo de inversión heteroaxil en fragmento de molusco.
PA-010		Tpp	Neomorfismo agradante. (Recristalización de la matriz de calcita magnesiana inestable a microespato).
PA-083		Tpp	Cemento sintaxial sobre fragmento de equinodermo.

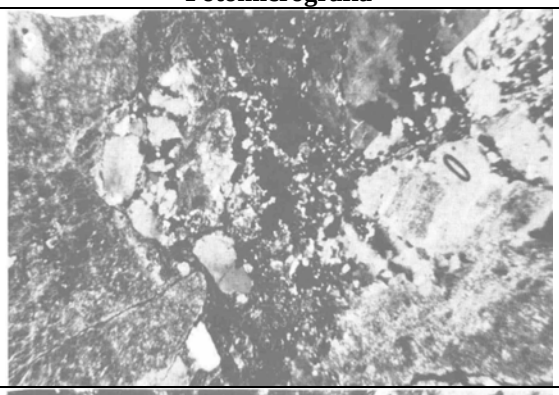
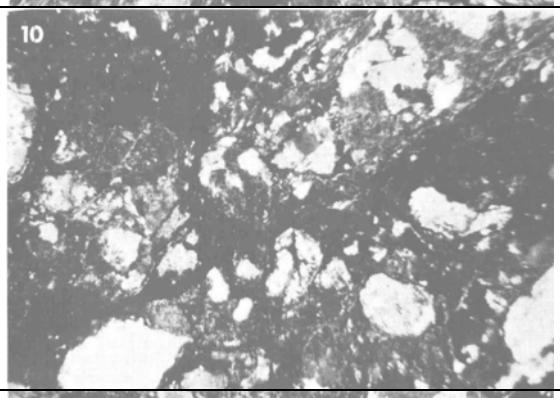
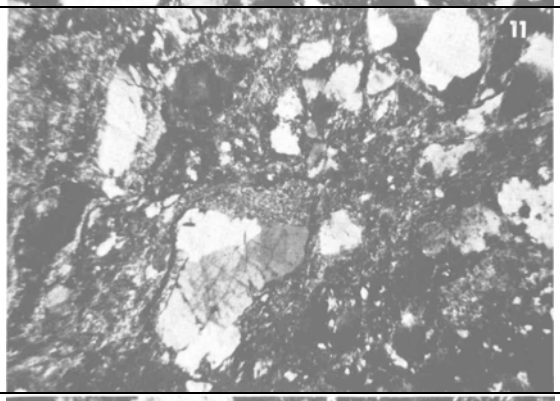
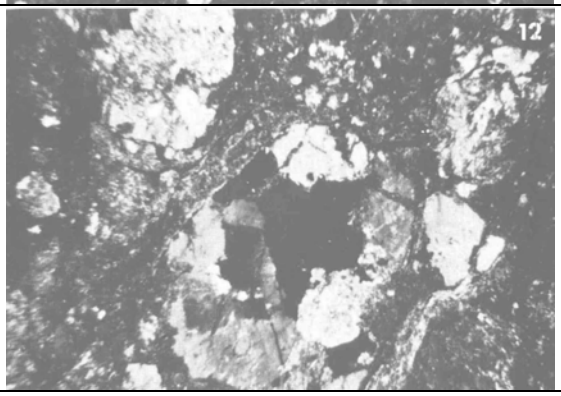
Anexo 23. Fotomicrografías de las rocas metasedimentarias en contacto tectónico con las rocas graníticas. (Filita de Pueblo Nuevo y Metagranodiorita de El Amparo). Tomado de RODRÍGUEZ (1969).

Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
1		Pea	Zona granítica. Microclino presentando una alta alteración y fracturamiento. El mineral negro que rodea al feldespato es cuarzo. **Nícoles:** cruzados.
2		Pea	Zona pseudogneisica. Nótese la gran cantidad de vetillas de sericitay sílice cortando a los minerales primarios de la roca. Albita puede ser vista en la parte inferior, mostrando las típicas maclas polisintéticas. **Nícoles**: cruzados.
3		Pea	Zona granítica donde el microclino y el cuarzo, altamente fracturados, constituyen los minerales esenciales. **Nícoles:** cruzados.
4		Pea	Zona granítica. Microclino altamente sericitizado. Nótese como las vetillas de sericita, sin duda de origen hidrotermal cortan la matriz. **Nícoles:** cruzados.

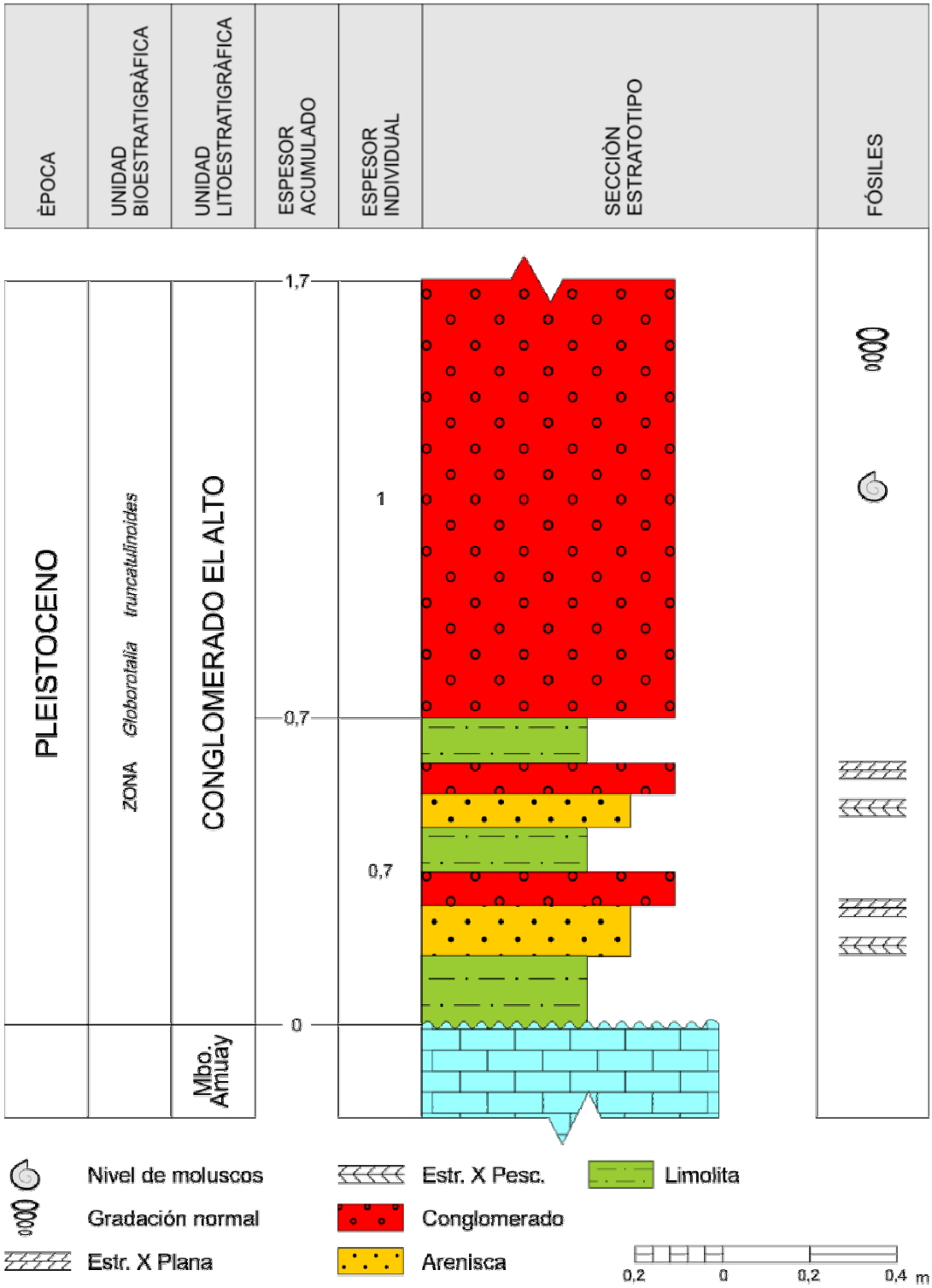
Anexo 24. Fotomicrografías de las rocas metasedimentarias en contacto tectónico con las rocas graníticas. (Filita de Pueblo Nuevo y Metagranodiorita de El Amparo). Tomado de RODRÍGUEZ (1969).

Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
5		Pea	Zona pseudogneisica. Sericita de origen hidrotermal y formando vetas paralelas que cortan toda la matriz de la roca, tanto a los minerales alcalinos como al cuarzo. Observe el fuerte fracturamiento de los minerales primarios. **Nícoles**: cruzados.
6		Pea	Zona cataclástica granítica. Observe la intensa silicificación y el notable trituramiento de los minerales primarios. Vetas de sericita con biotita pueden ser vistas en la parte central de la foto. El microclino presenta una intensa sausuritización. **Nícoles**: cruzados.
7		Pea	Zona cataclástica granítica. Sílice secundaria de origen hidrotermal. **Nícoles**: cruzados
8		Pea	Zona cataclástica granítica. Minerales primarios altamente triturados. Nótese las maclas polisintéticas de plagioclasa en el centro de la foto dentro de una matriz silícea secundaria. Microclino ha sido fuertemente alterado a sericita y posiblemente a caolín. **Nícoles**: cruzados.

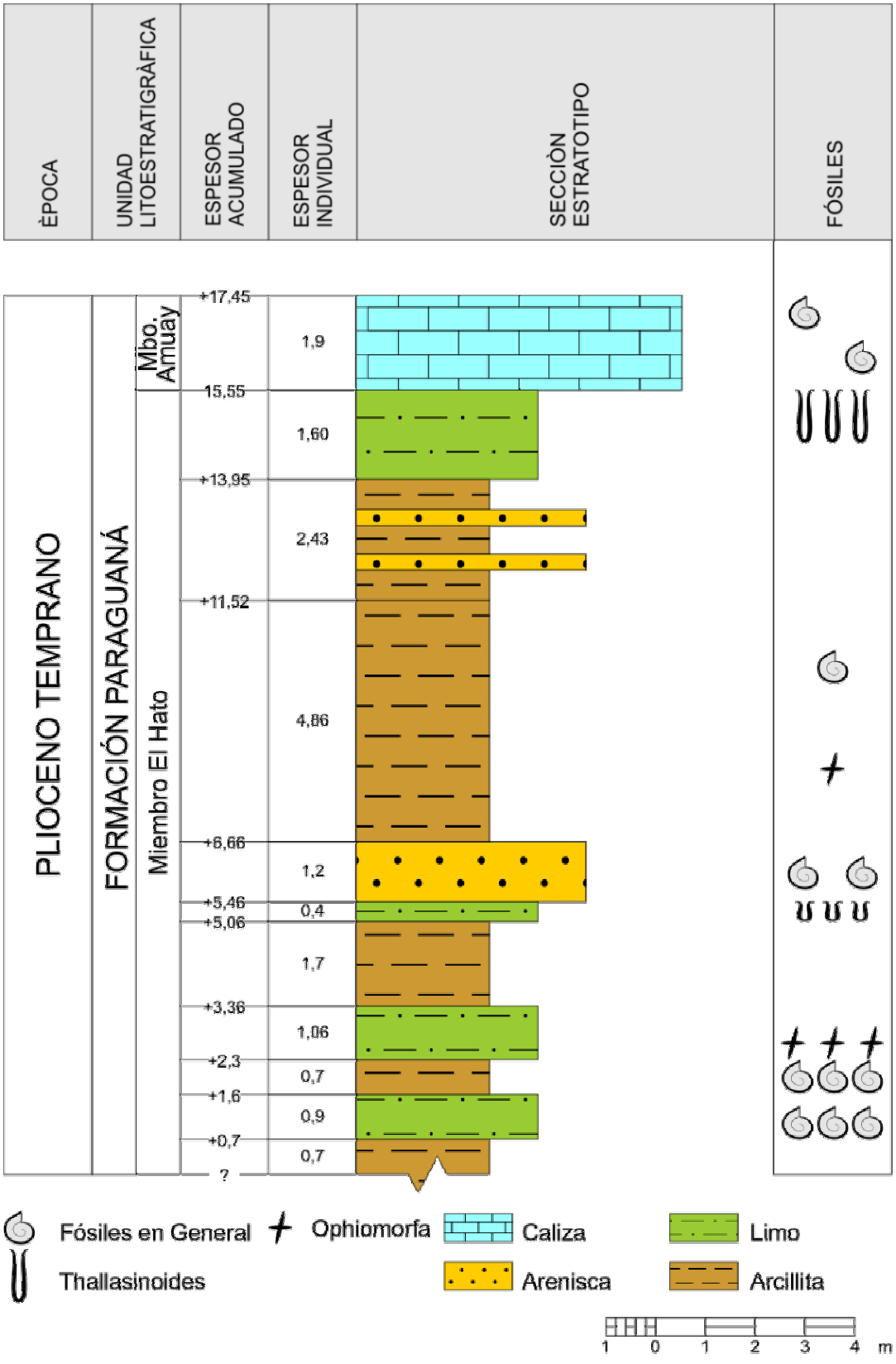
Anexo 25. Fotomicrografías de las rocas metasedimentarias en contacto tectónico con las rocas graníticas. (Filita de Pueblo Nuevo y Metagranodiorita de El Amparo). Tomado de RODRÍGUEZ (1969).

Muestra	Fotomicrografía	Unidad	Descripción
9		Pea	Zona cataclástica granítica. Sílice secundario, sericita y biotita en fracturas abiertas dentro de la masa granítica cataclásica. Nótese la intensa sausuritización del microclino y el alto fracturamiento del cuarzo. **Nícoles;** cruzados.
10		Jpn	Zona cataclástica filítica. Vetas de hematina, sericita y epidoto cortan la matriz. Es notable el intenso fracturamiento de los minerales primarios y la alta sausuritización del microclino. **Nícoles;** cruzados.
11		Jpn	Zona cataclástica filítica. Nótese las gruesas vetas de sericita y biotita cortando en forma irregular a la matriz de la roca. Granos de cuarzo primario muestran un intenso fracturamiento y una definida orientación. **Nícoles;** cruzados.
12		Jpn	Zona cataclástica filítica, mostrando remanentes de cuarzo altamente fracturados dentro de una matriz de material sericítico y silicio. **Nícoles;** cruzados.

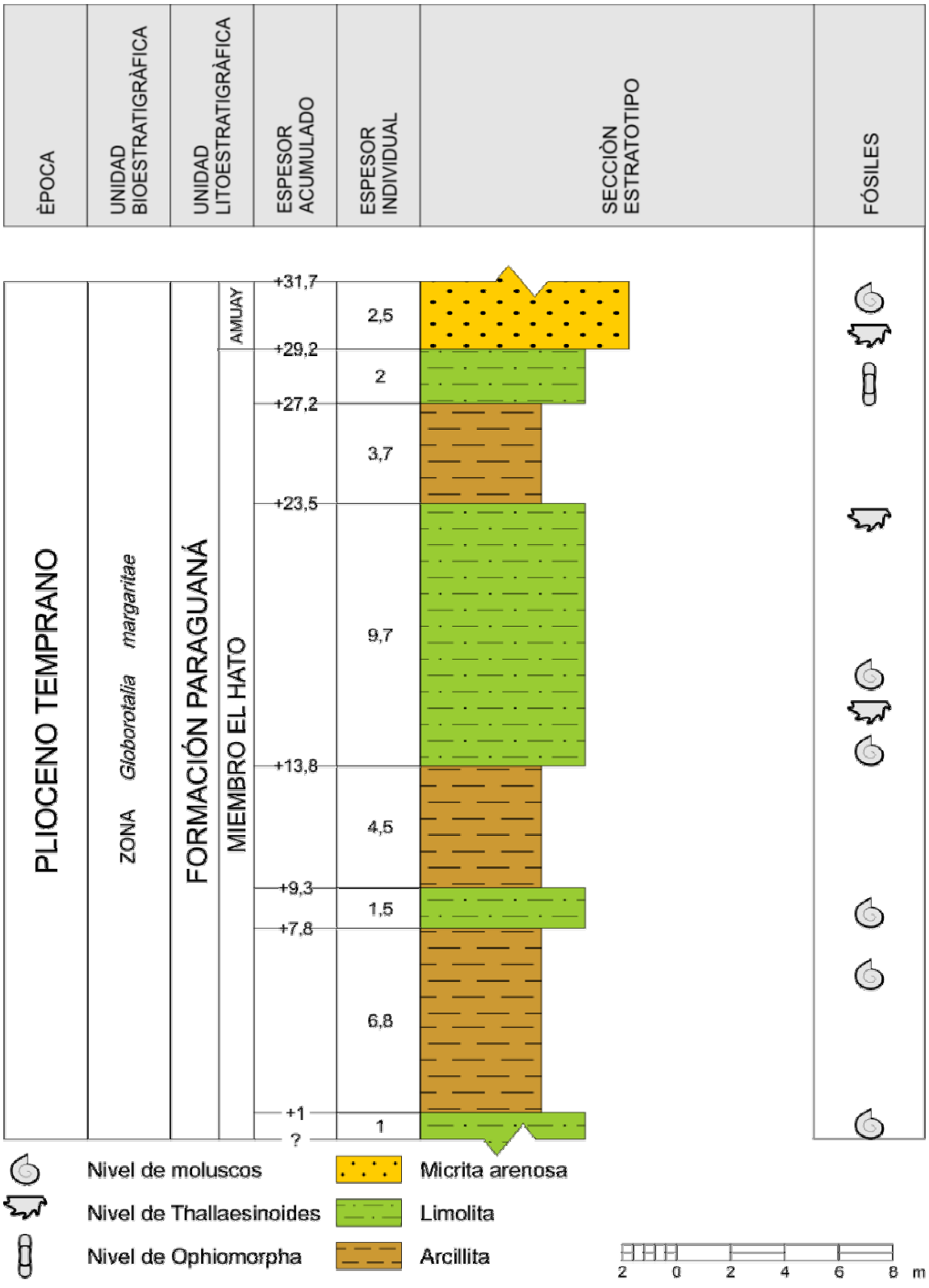
Columnas estratigráficas
(Conglomerado El Alto, Fm. Paraguaná, Fm. Cantaure)



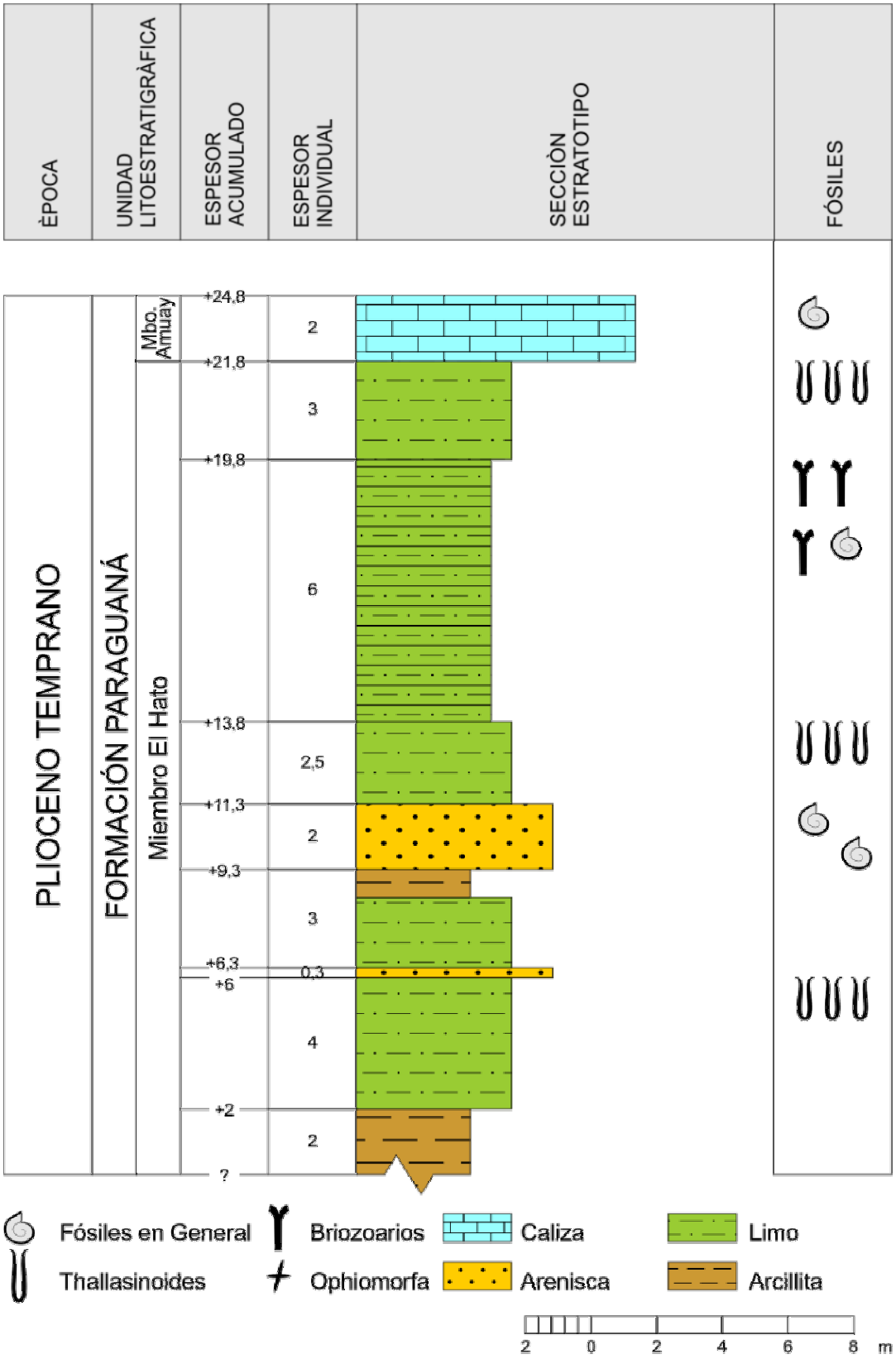
Anexo 26. Columna estratigráfica tipo del Conglomerado El Alto.
(Tomado y modificado de REY 1996).



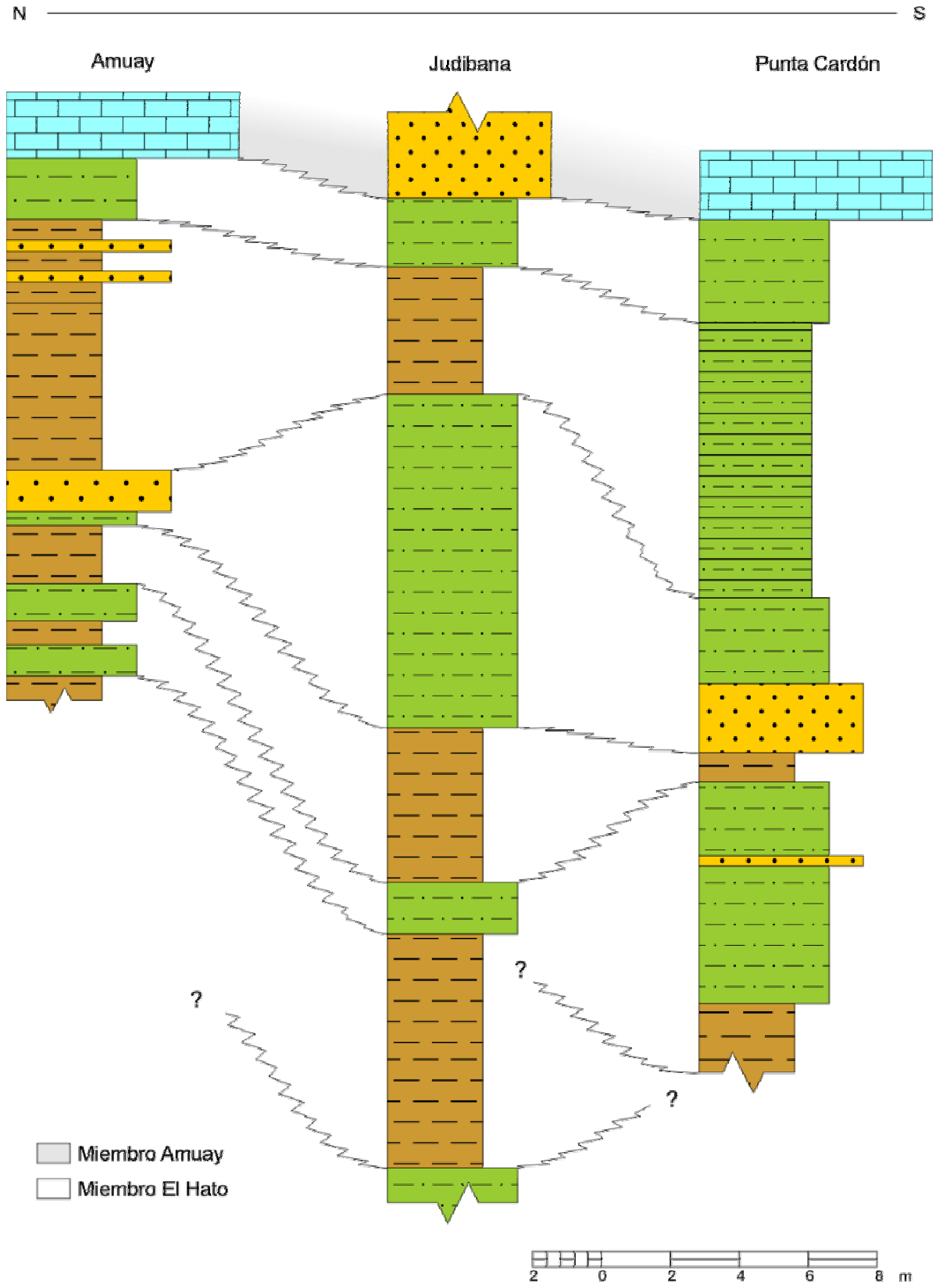
Anexo 27. Columna estratigráfica de la Formación Paraguaná, localidad de Amuay. (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).



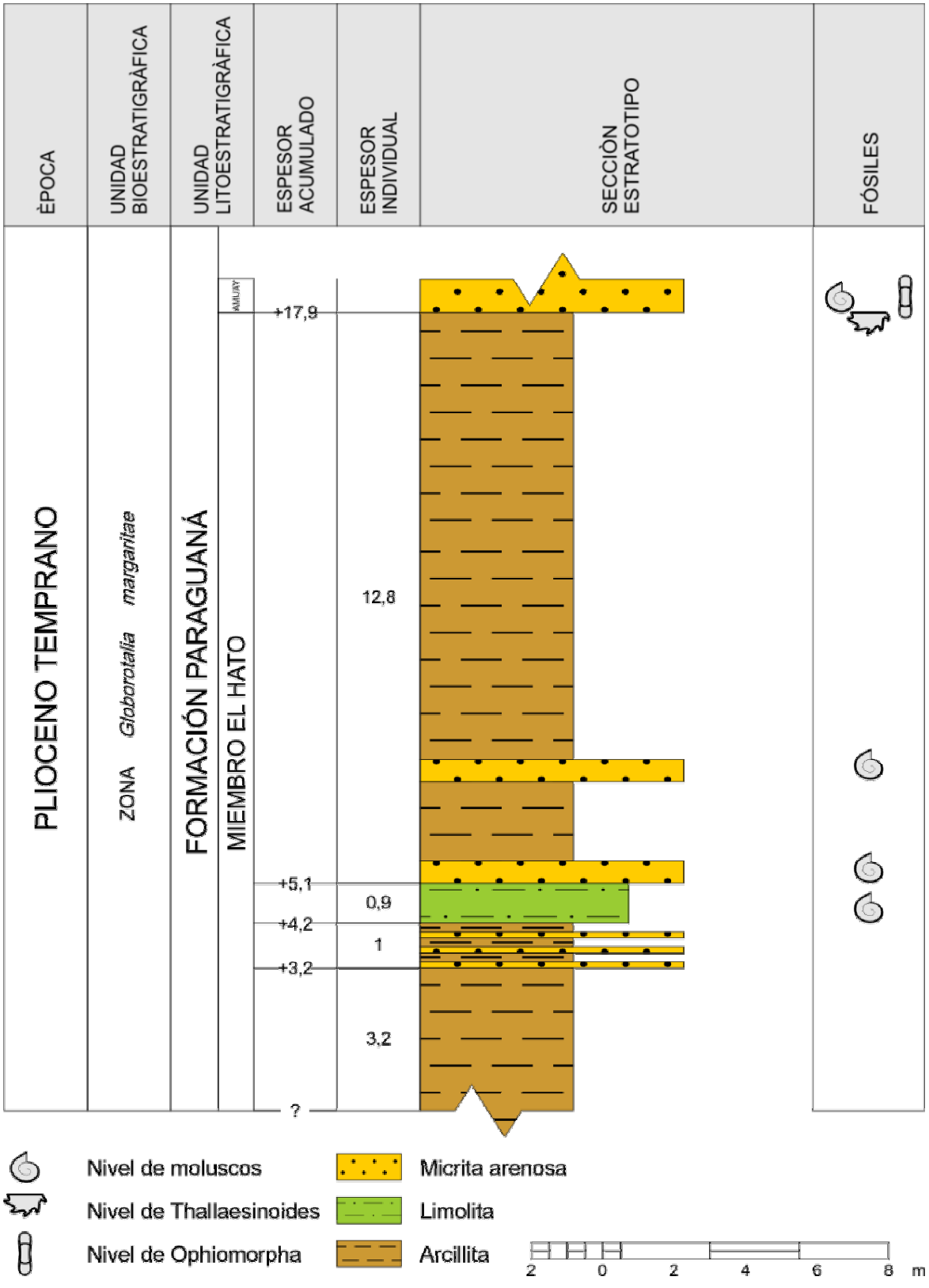
Anexo 28. Columna estratigráfica del Miembro El Hato de la Formación Paraguaná, localidad de Judibana. (Tomado y modificado de REY 1996).



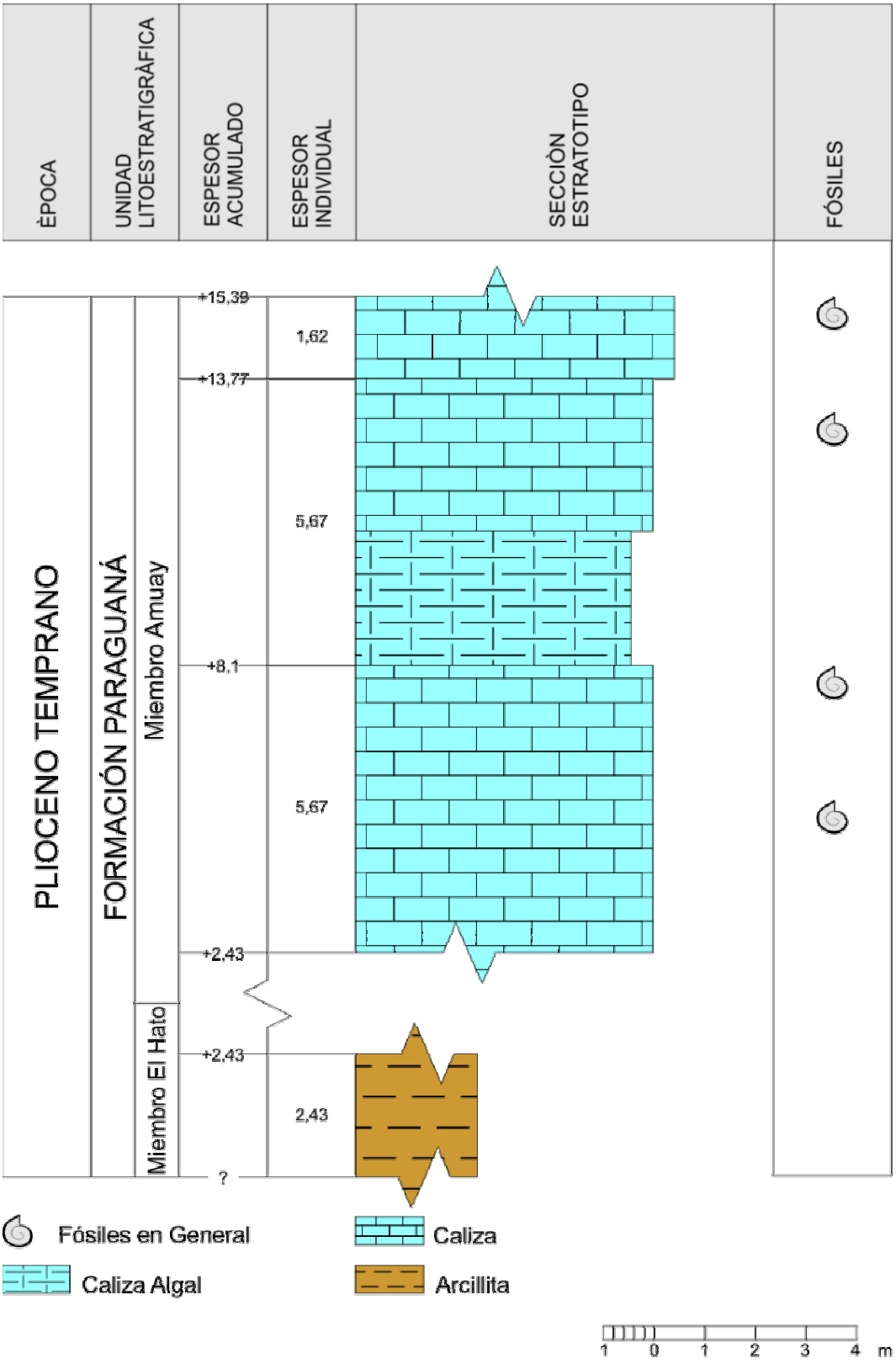
Anexo 29. Columna estratigráfica de la Formación Paraguaná, localidad de Punta Cardón. (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).



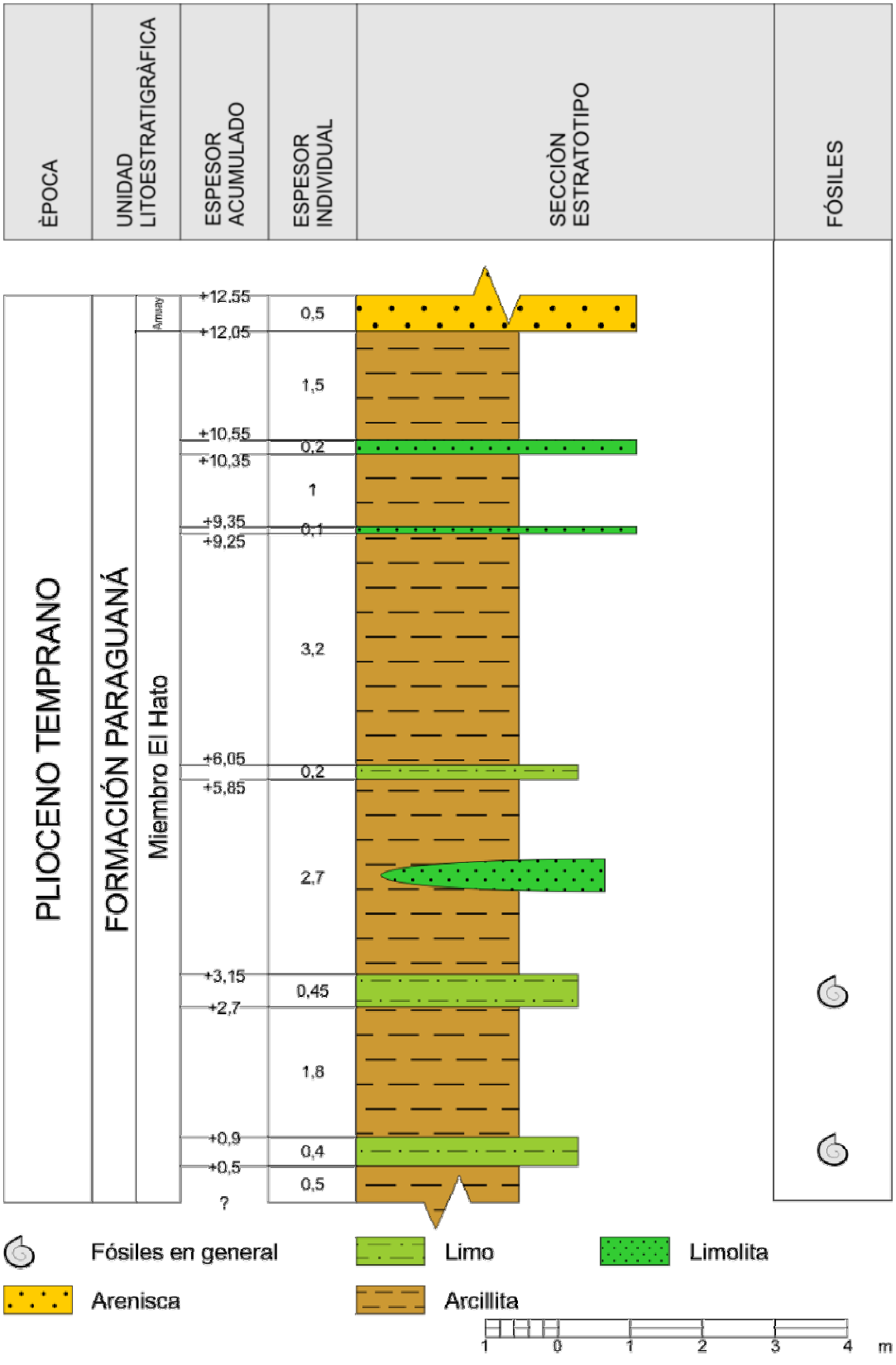
Anexo 30. Correlación de las columnas de la Formación Paraguaná, al oeste de la Península. (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).



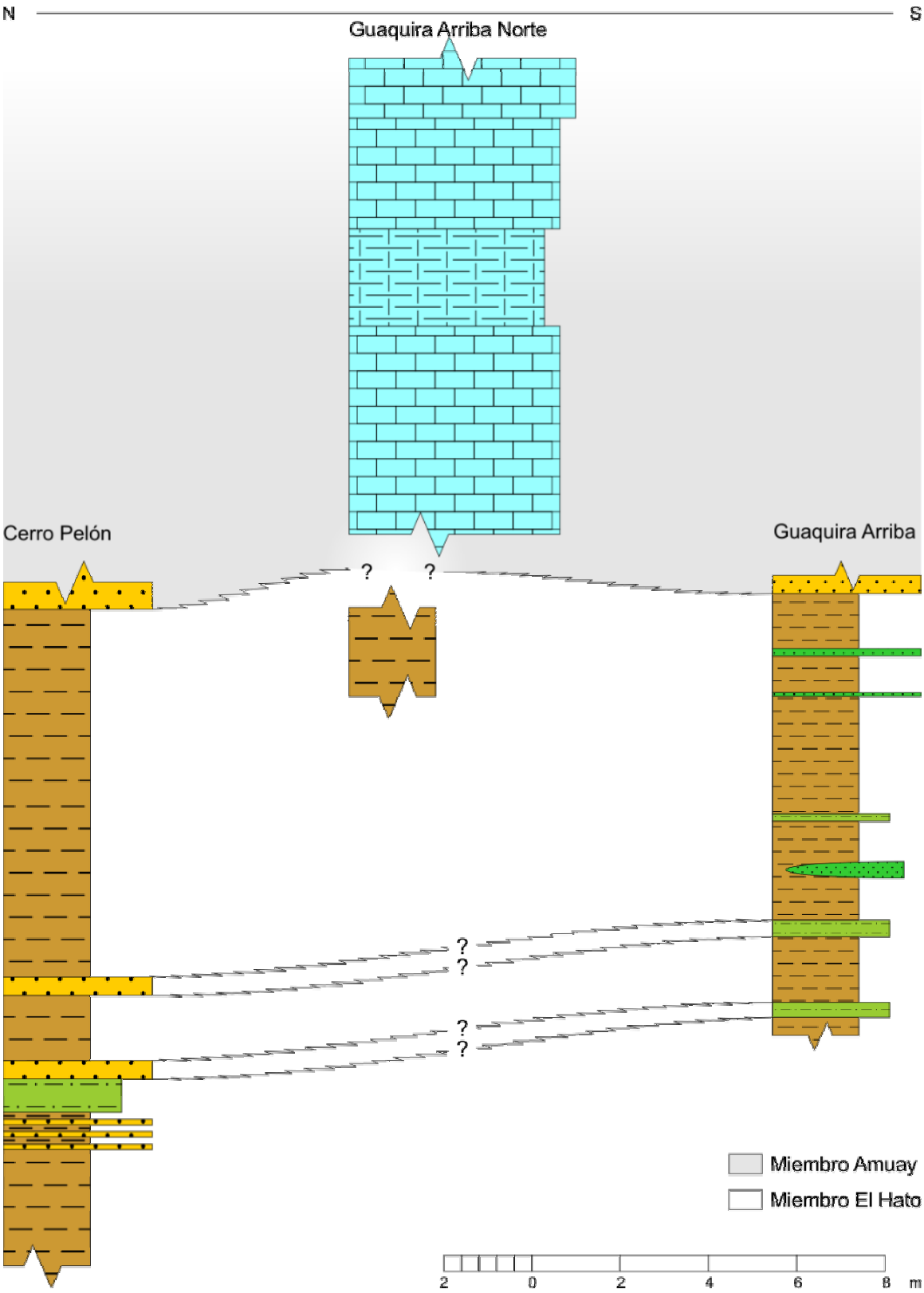
Anexo 31. Columna estratigráfica del Miembro El Hato de la Formación Paraguaná, localidad de Cerro Pelón. (Tomado y modificado de REY 1996).



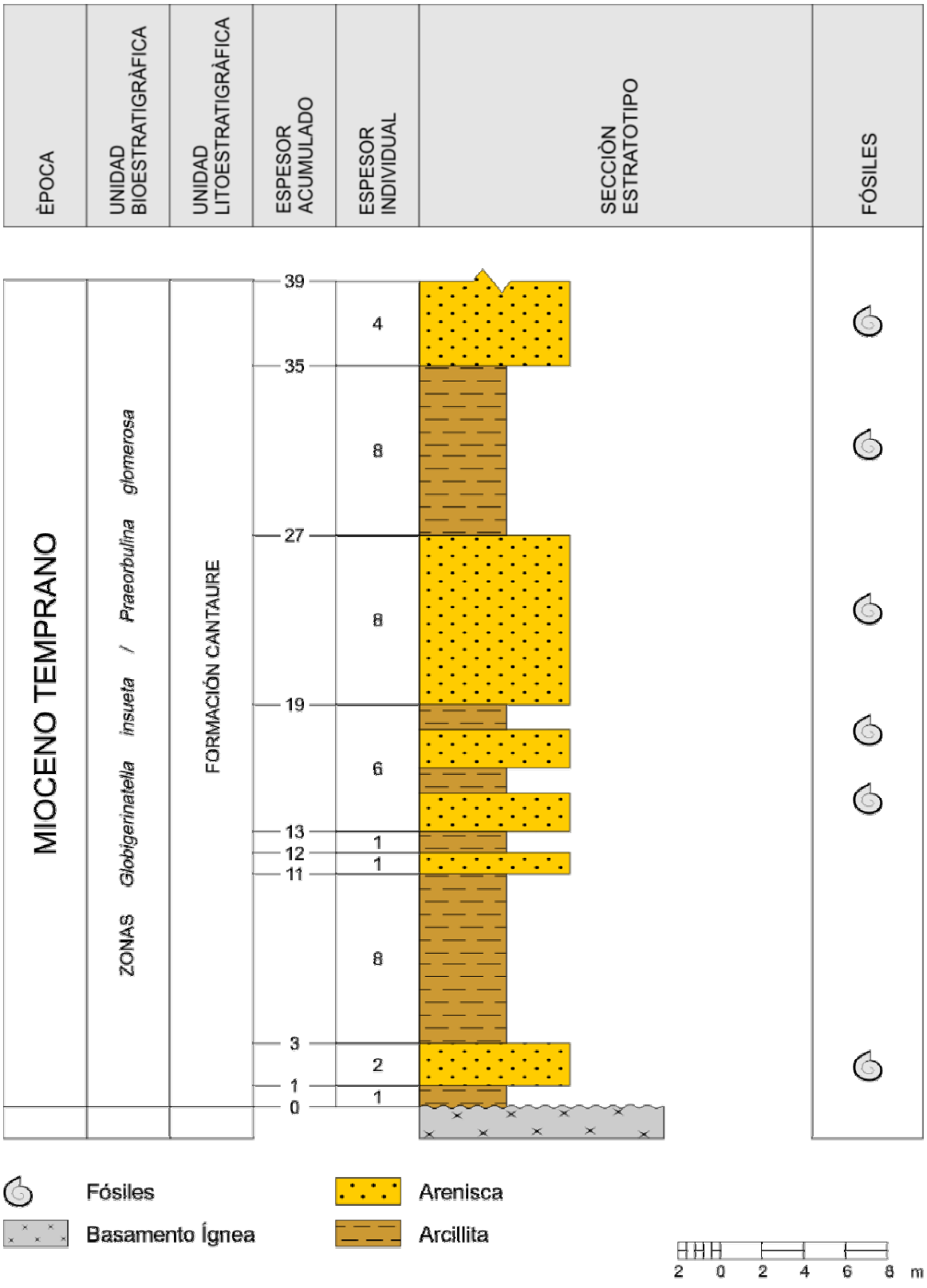
Anexo 32. Columna estratigráfica del Miembro Amuay de la Formación Paraguaná, localidad de Guaquira Arriba Norte. (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).



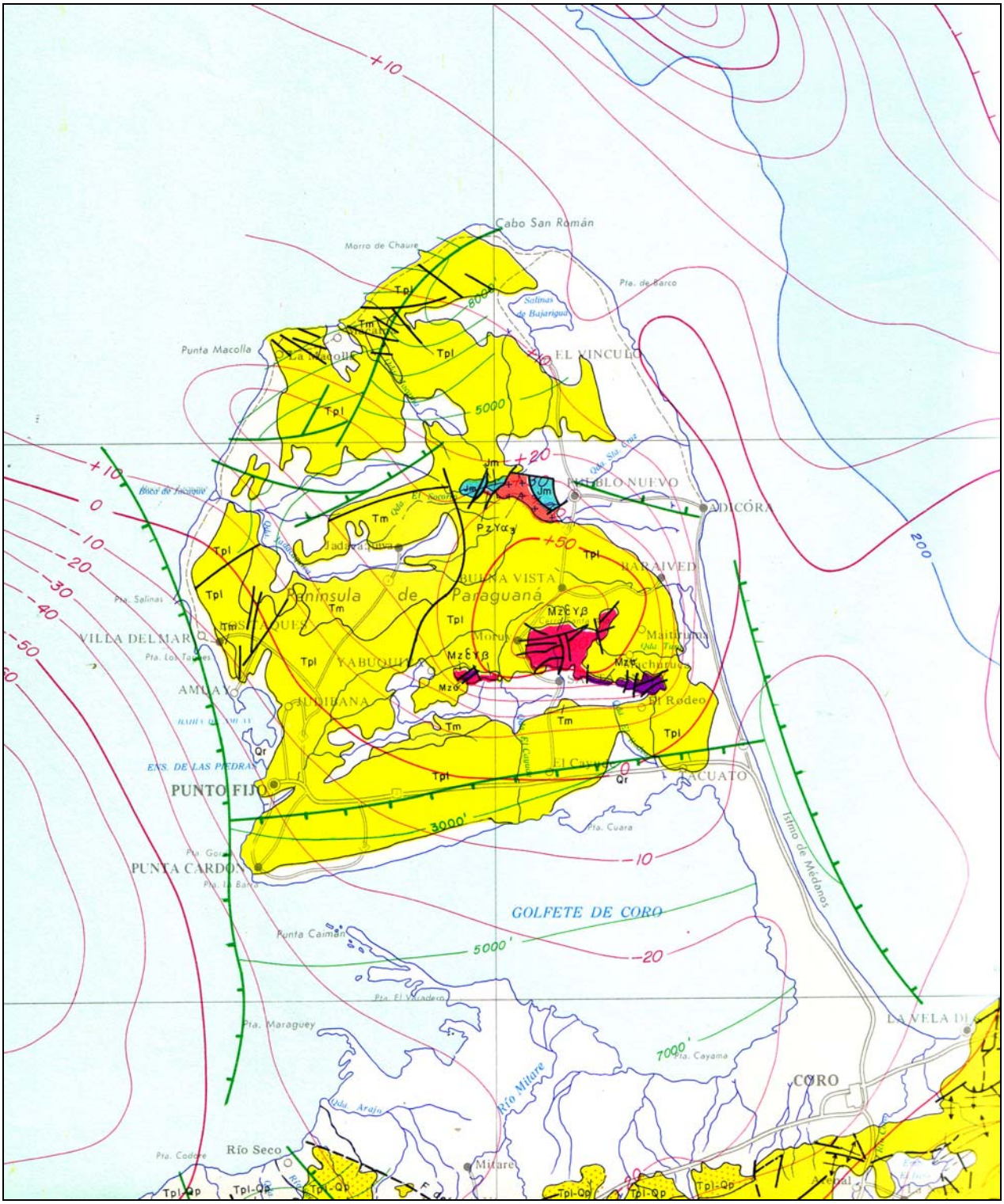
Anexo 33. Columna estratigráfica de la Formación Paraguaná, localidad de Guaquira Arriba. (Tomado y modificado de GARCÍA 1993).



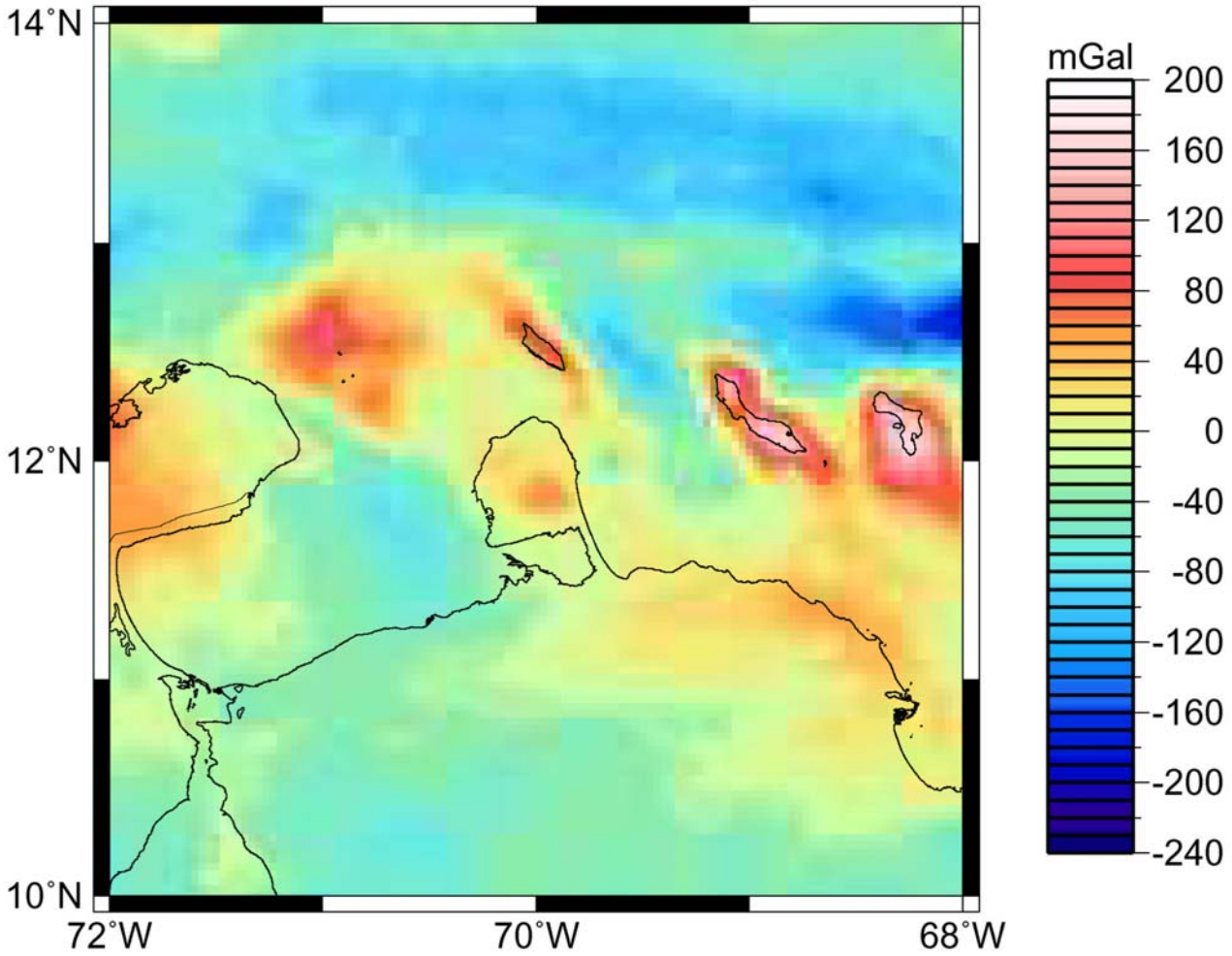
Anexo 34. Correlación de las columnas de la Formación Paraguaná, al este de la Península.



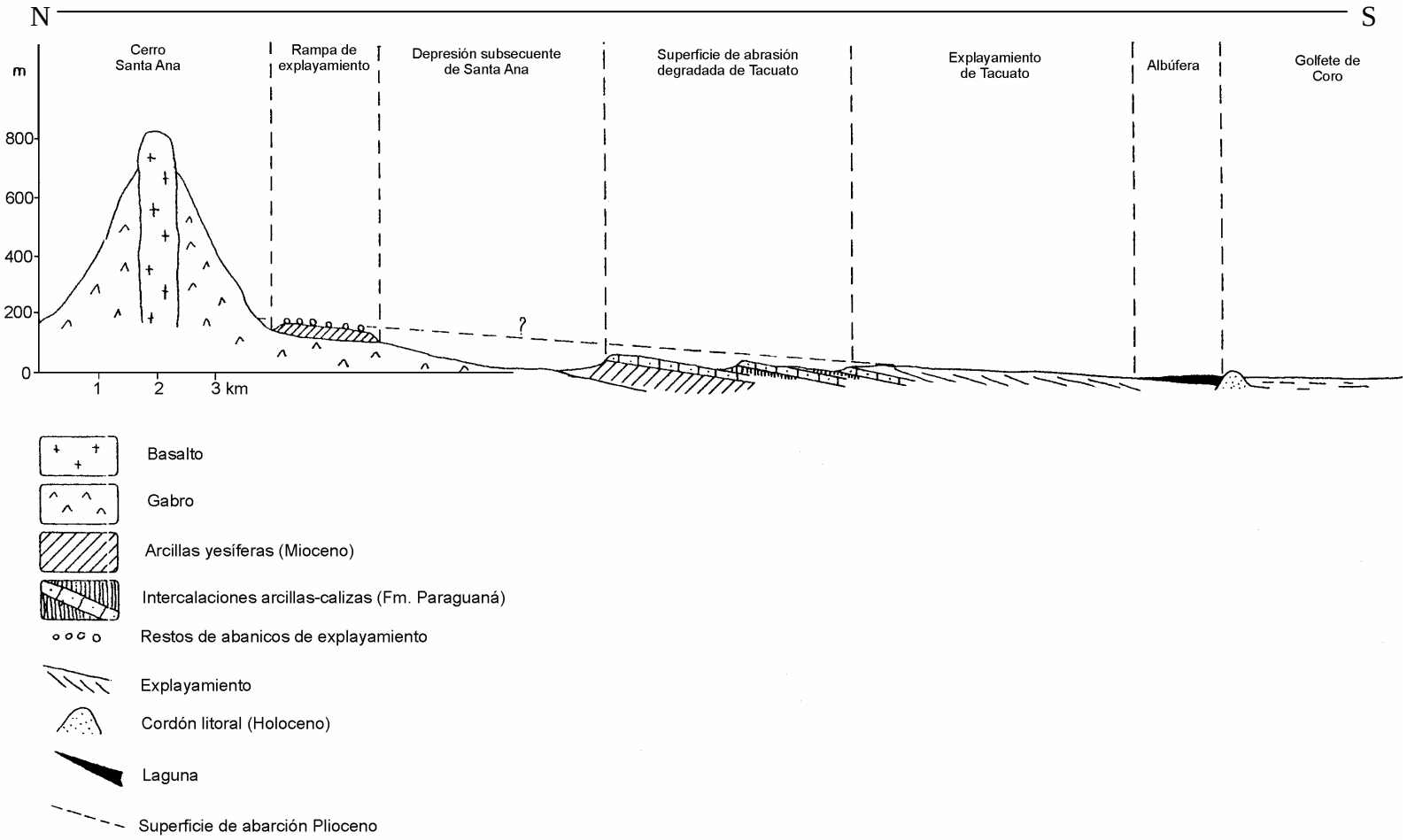
Anexo 35. Columna estratigráfica de la Formación Cantaure, localidad de Pozo Cantaure. (Tomado y modificado de REY 1996).



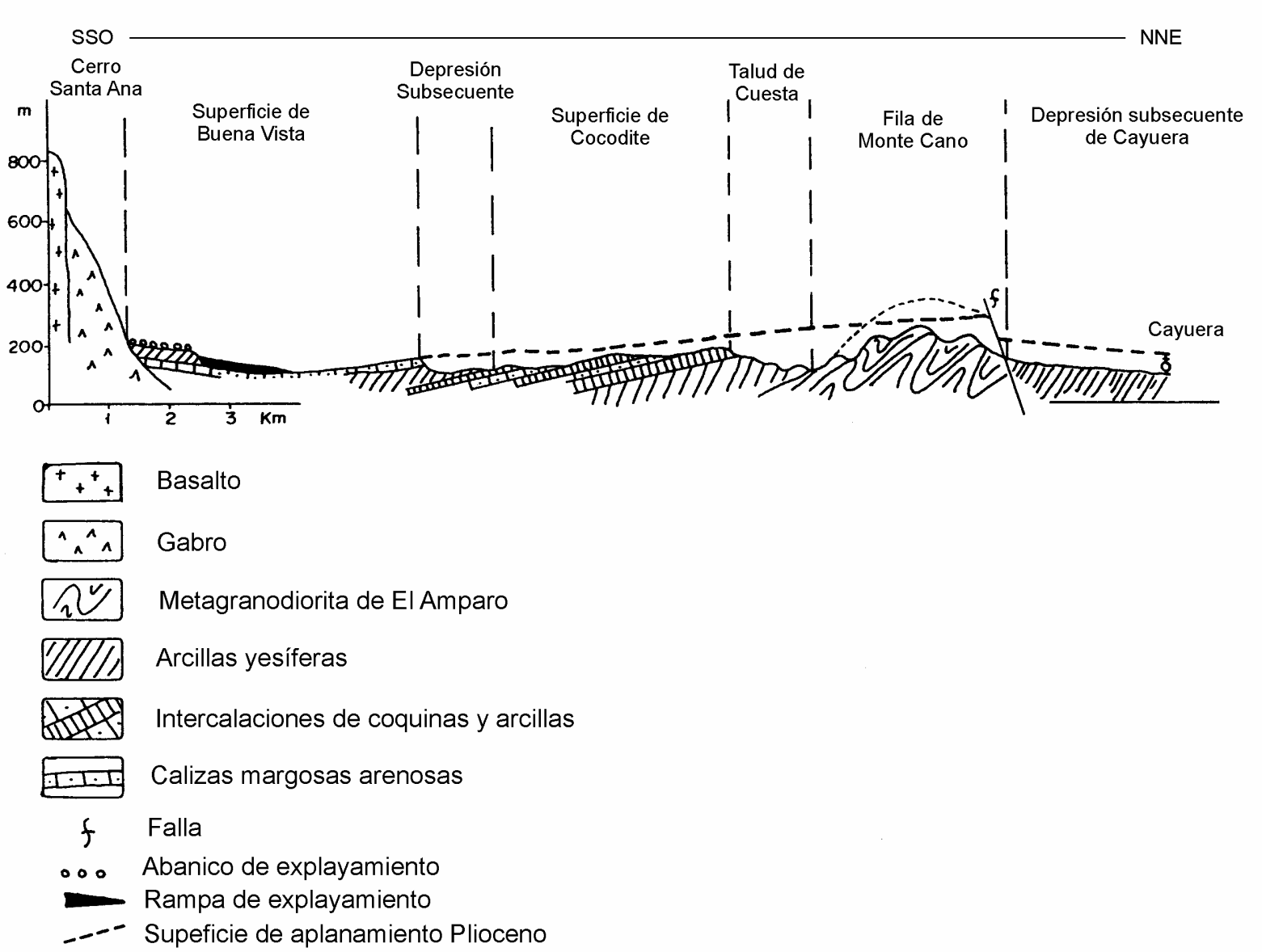
Anexo 36. Mapa geológico-geofísico de la Península de Paraguaná, escala 1:500.000 (Tomado de BELLIZZIA *et al.* 1976).



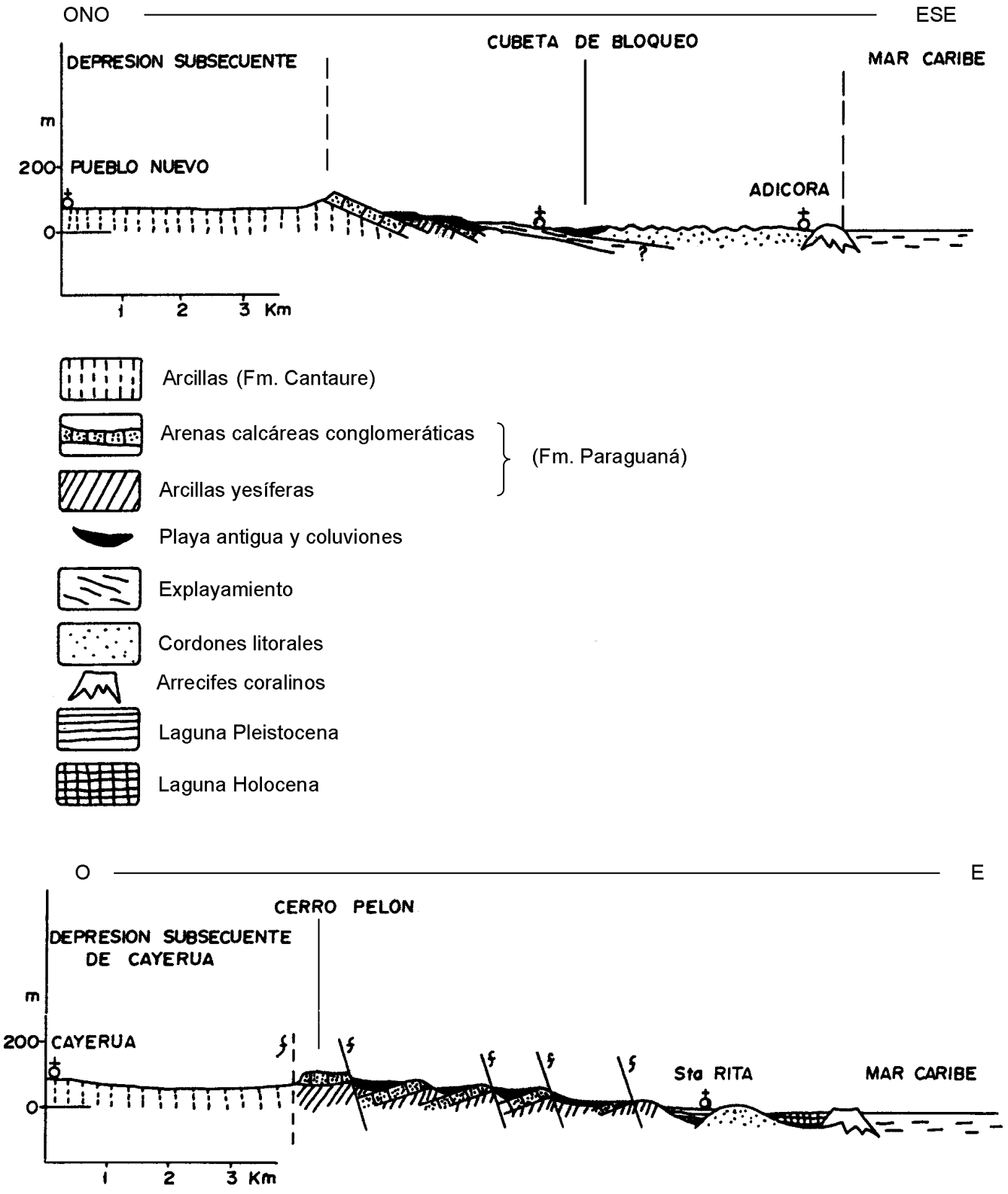
Anexo 37. Mapa gravimétrico de la Península de Paraguaná.
(Cortesía del Dr. Carlos IZARRA, USB, 2005).



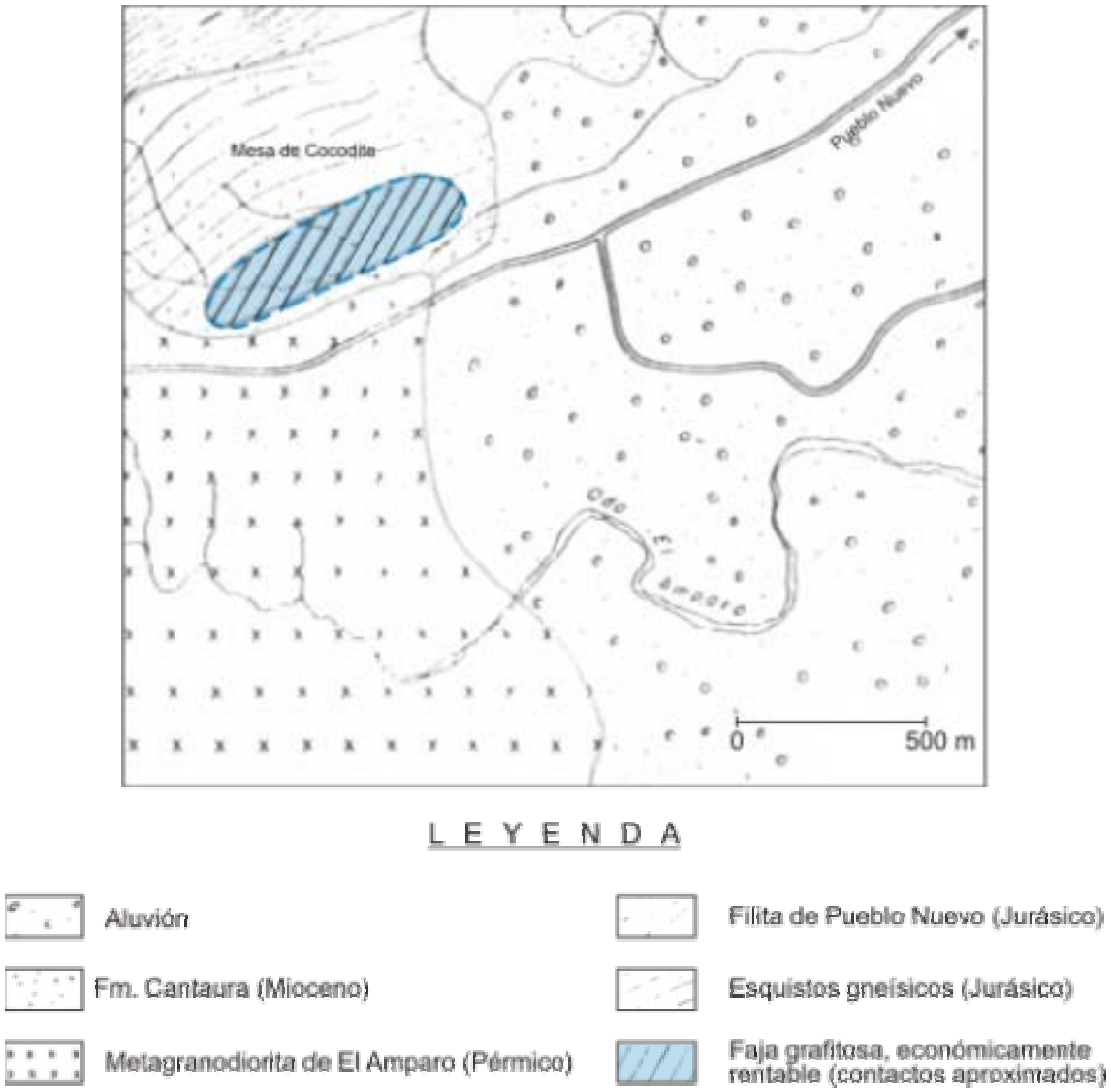
Anexo 38. Corte geológico-geomorfológico (Tomado y modificado de COPLANARH 1968).



Anexo 39. Corte geológico-geomorfológico (Tomado y modificado de COPLANARH 1968).



Anexo 40. Corte geológico-geomorfológico (Tomado y modificado de COPLANARH 1968).



Anexo 41. Zona del grafito económicamente rentable (Tomado y modificado de RODRÍGUEZ 1969).

BIBLIOGRAFÍA

Abreviatura: **UCV-G** = Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, inédito.

AGUILERA O. A. 1993. Ictiofauna neógena del noreste de Venezuela y su relación con el paleo-Orinoco y paleo-Caribe. *UCV Facultad de Ciencias.* Tesis doctoral. Inédito, 136p.

ARNSTEIN R. 1989. Transgresión Holocena en la región norcentral de Falcón. *Mem. VII Congr. Geol. Venezolano,* (Barquisimeto) *Bol. Geol., Public. Esp.* 2:642-661.

AUDEMARD F 1993. *Neotectonique, Sismotectonique, et Alén sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (système de failles d'Oca-Acón).* Université Montpellier II, Montpellier, Francia. Ph.D. dissertation.

_____ 1996. Late quaternary marine deposit of the Paraguaná Península, state Falcón, northwestern Venezuela: Preliminary geological observations and neotectonic implication. *Quaternary International* 31: 5-11.

BARTOK P., RENZ O. & WESTERMANN G. 1985. The Siquisique ophiolites, Northern Lara State, Venezuela; a discussion on their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications. *Geological Society of America Bulletin* 96(8):1050-1055.

BUCHER W. 1952. Geologic structure and orogenic history of Venezuela. *Geological Society of America*. *Mem.* 113 p.

CABRERA DE MOLINA E. 1985. *Evolución estructural de Falcón Central.* UCV-G, Tesis M.sc, 59 pp. Inédito.

CASE J. & HOLCOMBE T. 1979. Geologic tectonic map of the Caribbean region, échele 1:2.500.000. U.S Geological Survey.

COPLANARH 1975. Estudio geomorfológico de las regiones Noroccidental, Centro occidental y Central. Sistema Montañoso Noroccidental. Ministerio del ambiente y de los recursos naturales renovables MARNR. *Pub. Esp.* 44.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION 1968. Mapas A-4-C, A-5-D, B-4-B Y B-5-A de la Península de Paraguaná a escala 1:50.000. Venezuela.

DANIELO A. 1976. Formes et depots littoraux de la cote septentrionale de Venezuela. *Annales de Geographie*. Armand Colin, Librairie, societe de geographie, Paris. 85(467):68-97

DIAZ DE GAMERO M. L. 1974. Microfauna y Edad de la Formación Cantaure, Estado Falcón. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform*., 17(4,5y 6):41-47.

DICKEY P 1932. *A reconnaissance of the igneous rocks of the Peninsula of Paraguaná, Venezuela.* The Johns Hopkins University, Ph.D. dissertation 73 p.

ELLEMBERG L. 1978. Coastal types of Venzuela – An application of the coastal classifications. *Z. geomorph. N.F*, 22 (4): 439-456.

FEO-CODECIDO F. *et al*. 1974. Guía de la excursión geológica a la Península de Paraguaná, Estado Falcón. *Mem. IV Congr. Geol. Venezolano. Bol. Geol.* (Caracas) *Public. Esp.5*, 1:304-316.

GARCÍA, M 1993. *Estratigrafía del Neógeno de la Península de Paraguaná Estado Falcón.* UCV-G. 200 p.

GODDARD, D. & PICARD X. 1976. Roca de playa en la costa entre Cabo Codera y Cabo San Román (Paraguaná) y en algunas islas de Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 9(1):14-20.

_____ 1976. Geomorfología y sedimentación de la costa del Estado Falcón, Cabo San Román a Chichiriviche. *Mem. II Congr. Geol. Venezolano. Bol. Geol.* (Caracas) *Public. Esp. 7*, (2):1157-1179.

GONZALEZ DE JUANA C.; ITURRALDE, J. & PICARD, X. 1980. *Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas.* Ed. FONINVES, Caracas, 1031 p.

GRAF C. 1969. Estratigrafía cuaternaria del noreste de Venezuela. *Bol inf., Asoc. Venez. Geol. Min. Y Petrol.*, 12(11):393-416.

HUNTER V. & BARTOK P. 1974. The age and correlation of the Paraguaná Peninsula, Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform*., 17(1-9):14-20.

JUNG P. 1965. Miocene mollusca from the Paraguaná Península Venezuela. *Bull. Amer. Paleont.*, 49(223): 389-652. Resumen (1965) en: *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.*, Bol. Inform., 8(11):330.

KARSTEN H 1859. Über die geognostischen Verhältnisse des westlichen Columbien, der hentigen Republiken Neu-Granada und Equador.*32nd Versmmlung Deutscher Naturforscher und Arzte zu Wien im September 1856, Antlicher Bericht.*, 1:80-117.

KEHRER L. 1937. Algunas observaciones en capas Cretáceas y Pre-cretáceas de las partes suroeste y central de Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, (2-4).

MACDONALD W. 1968. Estratigrafía, Estructuras y Metamorfismo de las Rocas del Jurásico Superior, Península de Paraguaná, Venezuela. *Bol. Geol*. (Caracas). 9(18):441-458.

MARTÍN-BELLIZZIA C. 1960. Estudio ptrográfico de las rocas procedentes de los cerros El Rodeo, Tausabana y Santa Ana. *Mem. III Congr. Geol. Venezolano*. *Bol. Geol.* (Caracas) *Public. Esp. 3*, (4):729-743.

MARTÍN-BELLIZZIA C. & ITURRALDE DE AROZENA J. 1972. Complejo ultramáfico zonado de Tausabana-El Rodeo, gabro zonado de Siraba-Capuana y complejo subvolcánico estratificado de Santa Ana. *Mem VI Conf. Geol. Caribe* (Porlamar):337-355.

MASCLE A. & LETOUZEY P. 1979. Geologic map of the Caribbean, échele 1:2.500.000. ED. Fchnip petroleum institute.

MCMAHON C. 2001. *Evaluation of the effects of oblique collision between the Caribbean and South american plates using geochemistry from igneous and metamorphic bodies of northern Venezuela.* University of Notre Dame. Departament of Civil Engineering and Geological Sciences of the. Ph.D. dissertation. 227 p.

MENDEZ J. 1960. La cromita de Paraguaná, Estado Falcón. *Mem. III Congr. Geol. Venezolano*. *Bol. Geol.* (Caracas) *Public. Esp. 3*, (4):718-728.

MISTAGE M. 1989. *Estudio Geológico de los Cuerpos Ultramáficos del Macizo de Santa Ana, Península de Paraguaná-Estado Falcón*. UCV-G. 97 p.

MISTAGE M., URBANI F. & FRANCO A. (1989). Geología de los cuerpos ultramáficos de los cerros El Rodeo y Arajó, Península de Paraguaná Estado Falcón. *Mem. VII Congr. Geol. Venezolano.* (Barquisimeto).

MOTISCSKA P. 1984. Informe petrográfico, rocas ígneas y metamórficas pertenecientes a la región de El Amparo, Estado Falcón. *Inform. 596 MEM Dir. Geol. Div. Petrolog.* Inédito, 10p.

MOUNT J. 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: A proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology.* 32:435-442.

MUESSIG K. 1984. Paleomagnetic data on tje Basic igneous intrusions of the central Falcón Basin, Venezuela. *The Geological Society of America. Mem. 162. The Caribbean south american plate boundary an regional tectonics.*

PASSALAQCQUA H.; RANDAZZO S.; RANDAZZO S.; LICHERI J. ; DE MENA J. & AUDEMARD F. 1984. Interpretación integrada, gravimétrica y sísmica de un área del occidente de Venezuela INT-0104, 84. Unpubl. Co. Rpt. Intevep, S.A.; 46 p. EPC 5624.344

PORTILLA A. 1984. Evaluación e interpretación sísmica de las áreas marinas terrestres de Corcoven, S.A. en el Estado Falcón. Unplubl. Co. Rtp.19p.

PEREZ R 1967. Recursos de aguas subterráneas, Península de Paraguaná, Estado Falcón. *Asoc. Venez. Geol., Min y Petrol. Bol. Inform.*, 2(1):35-56.

REUBER I & ELLEMBERG L. 1979. Beachrock in Venezuela. Acta Cient. Venezolana; 30: 462-477

REY O. 1996. Estratigrafía de la Península de Paraguaná, Venezuela. *Revista de la Facultad de Ingeniería, UCV.*, 11(1):35-45.

ROBERTSON S. 1999. Classification of metamorphic rocks. *BGS Classification Scheme.British Geological Survey, Research Report*. 26p.

_____ 1999. Classification of igneous rocks. *BGS Classification Scheme.British Geological Survey, Research Report*. 54p.

RODRÍGUEZ S. 1968. Estratigrafía y Paleontología del Mioceno en la Península de Paraguaná. *Asoc. Ven. Geol. Min. Petrol. Bol. Inf.* 11(5):127-152.

_____ 1969. Estudio sobre la alteración hidrotermal presente en el complejo ígneo-metamórfico de Pueblo Nuevo, Estado Falcón. *Asoc. Ven. Geol. Min. Petrol. Bol. Inf.,* 4(2): 15-36.

_____ 1985. Características de los depósitos comerciales de grafito del borde norte de América del sur. *Mem. VI Congr. Latinoamericano de Geol.* (Bogotá), 3:23-34.

SANTAMARÍA F. & SCHUBERT C. 1974. Geochemistry and geochronology of the southern Caribbean – northern Venezuela plate boundary. *Geological Society of America Bulletin*. 7:1085-1098.

SIEVERS W. 1898. Richard Ludwings Reisen au Paraguaná (Venezuela). *Globus*, 73(19):303-309.Traducción por Schubert C. "Los viajes de Richard Ludwing en Paraguaná". *Asoc. Ven. Geol. Min. Petrol. Bol. Inf.* 14(3):68-84, 1971.

SKERLIC & HARGRAVES 1980. Jour of Geophysical Research. 85(10):5303-5315.

STAINFORTH R. 1969. The concept of seafloor spreading applied to Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform*., 12(8):255-274.

SUBIETA T. & CASAIGNEAN D. 1988. Relaciones entre los cuerpos ofiolíticos y la evolución tectónica de la cadena del Caribe de Venezuela. MEM, informe inédito, 31 p.

THOMAS D. & MACDONALD W. 1968. The Cantaure Formation of the Paraguaná Península. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.*, Bol. Inform., 8(6): 177.

UNE. 2005. Universidad de Nueva Esparta. 2005. Geografía del estado Falcón.www.araguaney.net/ map/venezuela_map.html. Consulta Enero 2005

VAZQUEZ 1975. Results of the exploratory program in La Vela Bay, offshore Venezuela. IX World Petroleum Cong., Tokyo.

VILLAVICENCIO J. 1990. Guía de trabajo de campo "Península de Paraguaná Sierra de San Luis". Universidad Central de Venezuela, Facultad de Humanidades y Educación.