

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO TÉCTONO-ESTRATIGRÁFICO DEL MARGEN MERIDIONAL DE LA CUENCA DE BARLOVENTO: IMPLICACIONES NEOTECTÓNICAS

Tutor : Dr. Franck AUDEMARD
Cotutor: Prof. Rafael Falcón

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs.
Hernández Mata, Jesús Nicolás
Rojas Moreno, Eduardo Enrique

Caracas, noviembre de 2002

RESUMEN

La cuenca de Barlovento se encuentra ubicada en la región nororiental del estado Miranda, Venezuela. Esta cuenca presenta una forma triangular con un área aproximada de 1600 Km². La cuenca esta conformada por depósitos Terciarios y Cuaternarios los cuales están distribuidos de manera desigual a lo largo de la misma. Este estudio se limita al margen meridional de la cuenca de Barlovento.

Dentro del área de estudio se definen dos unidades geomorfológicas resaltantes: 1) Unidad de la Serranía del Interior y 2) Unidad de la Depresión de Barlovento. Esta última subdividida en tres sub unidades: 1) Colinas Alargadas 2) Cuencas Bajas y 3) Llanuras Costeras.

Trabajos previos indican la presencia de dos sistemas de sedimentación, un sistema Terciario, representado por las Formaciones Aramina, Cumaca y Carenero de ambientes marinos someros. El sistema Cuaternario representado por las Formaciones Caucagua y Mamporal de ambientes continentales

En el estudio se definieron dos unidades litoestratigráficas: 1) Formación Caucagua y 2) Formación Mamporal. Estas unidades se definieron por medio de su contenido litológico. También se logró definir dos ambientes depositacionales, el primero corresponde a canales entrelazados y el segundo de abanicos aluviales para ambas unidades.

En el ámbito tectónico se define una fase de deformación distensiva, definida por el análisis microtectónico de cuatro (4) estaciones en donde se realizaron un total de 25 mediciones. Se determinó un tensor de esfuerzos con σ_1 en posición vertical, σ_2 con dirección NW-SE y σ_3 con dirección NE-SW.

Se realizó una integración con datos obtenidos de líneas sísmicas de la Plataforma de Unare y se llegó a la conclusión de que la cuenca de Barlovento corresponde al borde occidental de una estructura de tipo graben, donde la estructura principal al oeste es la falla de Piritu y al este es la falla de San Mateo.

Se plantea un modelo genético de la cuenca el cual corresponde a una cuenca de tipo graben, originada por un colapso orogénico a finales del Mioceno, lo que genera el espacio en donde se depositan las primeras facies de la cuenca (Formaciones Aramina y Cumaca), para luego colmatarse y dar lugar a los depósitos continentales conformados por las Formaciones Caucagua y Mamporal, los cuales se depositaron bajo un régimen sintectónico.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. GENERALIDADES	1
1.2. UBICACIÓN Y EXTENSIÓN	1
1.3. OBJETIVOS	3
1.3.1. OBJETIVO GENERAL	3
1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
1.4. METODOLOGÍA	4
1.5. TRABAJOS PREVIOS	6
2. GEOGRAFÍA FÍSICA	8
2.1. GENERALIDADES	8
2.2. CLIMA	8
2.3. VEGETACIÓN	10
2.4. DRENAJE	10
2.5. GEOMORFOLOGÍA	13
2.5.1. UNIDAD DE LA SERRANÍA DEL INTERIOR	13
2.5.2. UNIDAD TOPOGRÁFICA DE LA DEPRESIÓN DE BARLOVENTO	15
2.5.2.1.SUB-UNIDAD DE COLINAS ALARGADAS	15
2.5.2.2.SUB-UNIDAD DE CUENCAS BAJAS	16
2.5.2.3.SUB-UNIDAD DE LLANURA COSTERA	16
3. GEOLOGÍA REGIONAL	18
3.1. GENERALIDADES	18
3.2. UNIDADES LITOLÓGICAS	19
3.2.1. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL	19
3.2.1.1.ASOCIACIÓN META-VOLCANO-SEDIMENTARIA DE VILLA DE CURA	19
3.2.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	20
3.2.2.1.FORMACIÓN ARAMINA	21
3.2.2.2.FORMACIÓN CUMACA	23
3.2.2.3.FORMACIÓN CARENERO	25
3.2.2.4.FORMACIÓN CAUCAGUA	26
3.2.2.5.FORMACIÓN MAMPORAL	28
3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	30
4. ESTRATIGRAFÍA LOCAL	36
4.1. GENERALIDADES	36
4.2. DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	37
4.2.1. SECCIÓN DEL RÍO MACAIRA	37
4.2.2. SECCIÓN DE TAPIPA	39
4.2.3. SECCIÓN EL RÍO PANAQUIRE	47

4.2.4.	SECCIÓN QUEBRADA EL SAPO	54
4.2.5.	SECCIÓN LOS COLORADOS	57
4.2.6.	SECCIÓN DE CARRETERA ENTRE LA POBLACIÓN DE EL GUAPO Y LA POBLACIÓN DE PALO BLANCO	66
4.3.	DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS LITOLOGÍAS	69
4.3.1.	ANÁLISIS DE LAS SECCIONES LEVANTADAS EN CAMPO	69
4.3.2.	ANÁLISIS DE LITOLOGÍAS EN POZOS DE AGUA	76
4.3.3.	ANÁLISIS DE PERFILES ELÉCTRICOS	87
4.4.	LITOSTRATIGRAFÍA LOCAL	92
4.5.	INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	94
5.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA LOCAL	
5.1.	GENERALIDADES	104
5.2.	TENDENCIAS DE LAS ESTRUCTURAS PLANARES	104
5.2.1.	ESTRATIFICACIÓN	104
5.2.2.	FALLAS	105
5.3.	EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE FALLAMIENTO ACTIVO	107
5.3.1.	FALLAS CON RUMBO NNW	110
5.3.2.	FALLAS CON RUMBO E-W	111
5.4.	OBSERVACIONES MESOTECTÓNICAS	112
5.4.1.	ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA DE LOS COLORADOS	112
5.4.2.	ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA DE TAPIPA	117
5.4.3.	ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA DEL RÍO PANAQUIRE	119
5.4.4.	ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA DEL RÍO CÚPIRA	121
5.5.	ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN TECTÓNICA	123
5.5.1.	CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DE LAS FALLAS	123
5.5.2.	TENSORES DE ESFUERZOS	124
5.5.3.	FASES DE DEFORMACIÓN	128
5.6.	INTEGRACIÓN DE LOS DATOS TECTÓNICOS	130
5.6.1.	MARCO GEODINÁMICO	131
6.	INTEGRACIÓN ENTRE LA CUENCA DE BARLOVENTO Y LA PLATAFORMA DE UNARE	135
6.1.	GENERALIDADES	135
6.2.	INTERPRETACIÓN DE LÍNEAS SÍSMICAS	136
7.	INTEGRACIÓN DE DATOS Y MODELO GENÉTICO	141
7.1.	INTEGRACIÓN DE DATOS	141
7.2.	MODELO GENÉTICO	143
8.	CONCLUSIONES	148
9.	BIBLIOGRAFÍA	150
10.	ANEXOS	

INDICE DE FIGURAS

FIGURA	pag.
1.1 Mapa de Ubicación de la Zona de Estudio	02
2.1 Mapa climatológico de la zona de estudio	11
2.2 Mapa de drenaje	13
2.3 Mapa Geomorfológico	16
3.1 Tabla de Correlación de la Cuenca de Barlovento	22
3.2 Tabla de variación de la definición de las formaciones presentes en la zona por diferentes autores.	33
3.3 Mapa Neotectónico del área de estudio	34
4.1 Mapa de ubicación de la sección del río Macaira	42
4.2 Mapa de ubicación de la sección de Tapipa	44
4.3 Vista panorámica del afloramiento Tap-01	45
4.4 Vista panorámica del afloramiento Tap-02	46
4.5 Afloramiento Tap-03	47
4.6 Detalle de arcilitas laminadas	49
4.7 Mapa de ubicación del afloramiento C-01	50
4.8 Afloramiento C-01	50
4.9 Detalle de un lente de lutita	51
4.10 Mapa de ubicación de la sección del río Panaquire	53
4.11 Detalle de conglomerado cuarzoso de matriz arenosa	54
4.12 Detalle de las superficies de oxidación paralelas a la estratificación del conglomerado	55
4.13 Sección aflorante en las cercanías de Agua Buena	56
4.14 Detalle de la laminación paralela de las areniscas finas en la sección ubicada en el pueblo de Agua Buena	57
4.15 Detalle de contactos entre las litologías presentes en el afloramiento de Agua Buena	58
4.16 Contacto erosivo entre la arcilita y el conglomerado suprayacente	59
4.17 Mapa de ubicación de la sección del río El Sapo	60
4.18 Mapa de ubicación de la sección Los Colorados	63
4.19 Afloramiento Col-01	64
4.20 Conglomerado de matriz arenosa con estratificación paralela	65
4.21 Arenisca gruesa con laminación paralela	66
4.22 Detalle de una laminación cruzada festoneada	67
4.23 Conglomerado de matriz arcillosa del tope de la secuencia	68
4.24 Vista panorámica del afloramiento Col-11	69
4.25 Detalle de los bandeamientos oxidados de formas circulares	70
4.26 Detalle de bandeamientos oxidados	70
4.27 Mapa de ubicación de la sección de carretera entre la población de El Guapo y la población de Palo Blanco	72
4.28 Tabla resumen de los afloramientos más importantes y los porcentajes de las diferentes litologías que los componen	76
4.29 Columna Litoestratigráfica compuesta de la sección Tapipa	77
4.30 Columnas litoestratigráficas de los principales afloramientos en la sección de los Colorados	78
4.31 Columna Litoestratigráfica de la sección de carretera El Guapo–Palo Blanco	80
4.32 Cuadro resumen de los espesores de las litologías de los pozos	
4.33 Mapa de ubicación de los pozos de agua en la cuenca de Barlovento	

1 INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES:

La Cuenca de Barlovento forma parte de la terminación occidental de la cuenca de Cariaco y a lo largo de la historia se han realizado una serie de trabajos dentro de ella, pero sin lograr establecer un modelo estructural y estratigráfico que permita definir la historia geológica de la Cuenca de Barlovento.

El siguiente trabajo presenta una nueva interpretación, con una mayor cantidad de datos y una nueva visión del marco geológico sobre la evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca de Barlovento, ya que los modelos previos sólo se sustentan en la geología clásica con poco criterio en geomorfología y microtectónica; además que contribuye con la definición de un inventario de las deformaciones presentes en la Cuenca baja del Río Tuy, hasta ahora inexistente.

Al establecer un modelo neotectónico se podrá correlacionar la Cuenca de Barlovento-Río Tuy con la Cuenca de Barcelona, lo cual contribuiría al mayor conocimiento sobre el comportamiento geológico de las cuencas septentrionales de Venezuela, así como el comportamiento reciente de la Cordillera de la Costa (Macizo del Ávila) y la Serranía del Interior frente a las deformaciones provocadas por la tectónica existente en el margen septentrional de Venezuela.

1.2 UBICACIÓN Y EXTENSIÓN:

La zona en estudio comprende todo el margen meridional de la Cuenca de Barlovento (**ver Fig. 1.1**). Esta franja está limitada al oeste por la población de Araguaita (UTM:

1131900N, 778000E), al este por la población de Palo Blanco (UTM: 1126000N, 861000E), al Sur por la Serranía del Interior y al norte por la población de Cogollal (UTM: 1145023N, 817952E), lo que forma un área de estudio triangular con un área aproximada de 800 Km².



Fig. 1.1 Mapa de Ubicación de la Zona de Estudio. El área de estudio se encuentra enmarcada dentro de triángulo marcado por las líneas rojas.

La zona de estudio presenta una buena accesibilidad, en donde se destacan las carreteras nacionales principales que van hacia oriente y las carreteras nacionales hacia la población de Higuero y Río Chico. Para el acceso a muchas de las quebradas y afloramientos se utilizaron carreteras secundarias, las cuales se encuentran en buenas condiciones y son transitables durante todo el año.

1.3 OBJETIVOS:

1.3.1 Objetivo General

El objetivo general del trabajo es el de definir un modelo geológico de la Cuenca de Barlovento por medio de un estudio tectonoestratigráfico y determinar sus implicaciones neotectónicas.

1.3.2 Objetivos Específicos

Para lograr el objetivo del trabajo se pretende:

- Determinar, caracterizar y cartografiar las unidades litoestratigráficas aflorantes en la zona de estudio,
- Determinar y caracterizar los paleoambientes sedimentarios y establecer el tiempo geológico cuando ocurrieron los eventos depositacionales correspondientes.
- Caracterizar las estructuras geológicas presentes en la zona de estudio, mediante fotogeología y evidencias de campo, para generar un modelo dinámico del borde meridional de la Cuenca Baja del Río Tuy.
- Realizar un inventario de las evidencias geomorfológicas más significativas de deformaciones recientes en la Cuenca Baja del Río Tuy, mediante la utilización de fotografías aéreas y del reconocimiento de campo.
- Identificar y caracterizar las deformaciones presentes en el relleno sedimentario.
- Correlacionar la información estratigráfica de la zona estudiada con la interpretada mediante el análisis de líneas sísmicas en la Plataforma de Unare.
- Determinar la historia geológica (tectono-estratigráfica) de la región estudiada.
- Cumplir con el último requisito académico para obtener el título de Ingeniero Geólogo otorgado por la Ilustre Universidad Central de Venezuela.

1.4 METODOLOGÍA

El trabajo se realizó en cuatro (4) etapas sucesivas, las cuales serán descritas a continuación:

Etapla Preliminar: consistió en la revisión de toda la información existente sobre la zona de estudio, lo cual comprende:

- Recopilación bibliográfica de los trabajos previos realizados en la zona.
- Análisis crítico de la información obtenida, para determinar las posibles discrepancias que puedan existir entre diversos autores y determinar cuales son las carencias de información dentro del área de estudio.
- Revisión e interpretación de mapas topográficos y geológicos de la zona de estudio a diversas escalas, con el fin de observar las características geomorfológicas de la zona de estudio.
- Interpretación de fotografías aéreas a escala 1:50.000 y 1:25.000 e imágenes de satélite de diferentes escalas, para corroborar la información que se obtuvo de los mapas topográficos y geológicos, y poder así generar nuevos mapas con la información recopilada.

Etapla de Campo: esta etapa consistió en un levantamiento geológico de la zona de estudio y la ubicación de estaciones microtectónicas.

- Levantamiento geológico de las principales quebradas, ríos y cortes antrópicos de interés estratigráfico y tectónico.
- Cartografía geológica a escala 1:25.000, la cual una vez finalizada la etapa de campo se sintetizó en un mapa final a escala 1:100.000.
- Toma de muestras de litologías de interés para caracterizar las rocas aflorantes y establecimiento de edades y ambientes depositacionales.

- Medición de rumbos y buzamientos de los planos de estratificación y de otros elementos planares (tales como fallas, diaclasas, entre otros). Igualmente, de estructuras sedimentarias indicadoras de paleo-corrientes, en caso de existir.
- Caracterización de las deformaciones presentes, por medio de la descripción de las características que presentan en campo. Medición de “pitch” y/o “plunge” en estrías de falla.

Etapas de Laboratorio: en esta etapa se llevó a cabo la preparación y análisis de las muestras recolectadas en la etapa de campo, tales como:

- Lavado de lutitas para estudio de microfósiles y contenido mineralógico.
- Análisis de microfósiles para determinar edades y ambientes depositacionales.

Etapas de Oficina: en esta etapa se realizó la interpretación de los datos obtenidos en la etapa de campo y derivados de los análisis de laboratorio, para compararse con la información preexistente de la zona con miras a compararse con la información tectono-estratigráfica disponible. Se realizaron actividades tales como:

- Elaboración de Mapas geológicos a escala 1:100.000 donde se cartografiaron las unidades litoestratigráficas reconocidas, además de las estructuras geológicas de deformación observadas en la zona de estudio.
- Elaboración de columnas estratigráficas a escala 1:500.
- Elaboración de secciones estructurales y/o estratigráficas a escala 1:50.000.
- Clasificación de las litologías encontradas por medio de la clasificación de BLAIR & McPHERSON (1999); (ver Anexo A).
- Análisis de estrías de falla por el método de Angelier (1979) y Etchecopar *et al.* (1981); (ver Anexo A).

Al finalizar esta etapa se llevó a cabo la interpretación estratigráfica y estructural de la zona, para poder así generar un modelo evolutivo que permite explicar la evolución de la cuenca baja del Río Tuy.

1.5 TRABAJOS PREVIOS

SIEVERS y KARSTEN (1886) fueron los primeros naturalistas que a fines del siglo XIX, reconocieron a la cuenca de Barlovento, como cuenca sedimentaria, seguidos por JAHN (1921) y LIDDLE (1928).

KEHRER (1930) y ANDREWS (1930) presentan mapas geológicos con bastantes detalles de la cuenca de Barlovento. MOORE (1931) revisa lo que hasta la fecha se conoce y presenta una secuencia estratigráfica de la cuenca con rocas del Mioceno, Plioceno, Cuaternario y aluviones recientes, todas ellas separadas por discordancias.

WOLCOTT (1940, 1945) produce dos informes detallados sobre las rocas sedimentarias de la cuenca.

SCHWARK *et al.* (1951) presentan un mapa de la parte oriental de la cuenca, haciendo hincapié en diversos aspectos de la geología costera. PONTE (1952) presenta un mapa geológico simplificado del norte de la cuenca. PATRICK (1958) produce un mapa e informe detallado sobre la cuenca, trabajo realizado para la Creole Petroleum Co.

FEO CODECIDO (1962) fue el primero en extender las formaciones del Grupo Caracas hasta el área de Cabo Codera, basándose en la descripción original de DENGGO (1951).

SEIDERS (1965) reconoce tres secuencias estratigráficas dentro de las rocas metamórficas que cubren la zona. BERMÚDEZ (1966) realiza un estudio paleontológico detallado de la Cuenca Baja del Río Tuy, y considera las variaciones ecológicas en las formaciones Cumaca, Aramina y Carenero. En el mismo año MENÉNDEZ reconoce cuatro fajas tectónicas en la parte central de las montañas occidentales del Caribe en Venezuela. URBANI (1969) describe la mineralogía de varias muestras de mármoles de la parte central de la Cordillera de la Costa, incluyendo mármoles del área de Birongo.

ASUAJE (1972) describe en el área de Guatire-Cabo Codera rocas pertenecientes al Grupo Caracas y de edad posterior. ARAUJO *et al* (1975) describen unidades litológicas del flanco norte de la Cordillera de la Costa, en su ramal interior.

TARACHE (1975) describe la secuencia sedimentaria del área de Carenero. GARCÍA (1977), RAMOS (1977) y SPENA (1977) completan la delimitación del contacto discordante entre las rocas sedimentarias y las metasedimentarias.

DÍAZ (1981) realiza un estudio estratigráfico detallado de las unidades terciarias.

1.6 AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela por brindarnos la formación académica.

A nuestro tutor, el Dr. Franck AUDEMARD por darnos la oportunidad de trabajar en este proyecto y ser nuestro guía en la realización del mismo.

A nuestro cotutor Rafael Falcón, quien con sus oportunos consejos, logró encaminar de mejor manera este trabajo.

Al Prof. Ricardo Alezones, por la paciencia y amistad brindada en el transcurso de la carrera y de la realización de este trabajo.

A PDVSA Exploración y Producción, especialmente a Raul Isasics y al Dr. Max Furrer, por la colaboración y aporte de datos para el presente trabajo.

A FUNVISIS, por el apoyo económico y de materiales, lo que permitió el desarrollo de este proyecto. En especial a Marina por su colaboración en el desarrollo de los mapas.

Quisiéramos también agradecer a todas aquellas personas que directamente o indirectamente se vieron involucradas en la realización de este proyecto.

Eduardo

A Pedro Otero, Vanessa Kertzus, Pablo Ghinaglia, Ruth Querecuan, Adrián Castillo “El Koala”, Elias Varela, Gustavo Nieto, Manuel Andrade, Andrés Tur, Daniel Menéndez, por apoyarme en el transcurso de mi carrera y de la finalización de la misma.

Quisiera agradecer especialmente a mis padres, por su apoyo incondicional y por servir de ejemplo en el transcurso de todo mi desarrollo académico.

Jesús

A mis amigos de la escuela que de una o otra manera estuvieron conmigo durante mi carrera, Joseph Cedillo, Kuki, Iván Arias, Saileth, José Penin, Jean Pierre (El Piolo), Corina. A mis hermanos que estuvieron conmigo en todas las circunstancias, José Arcila, Jorhan Contreras, Damián Aracas, Francisco Nieves, Enrique Fermín (Mito), Pedro Lezama, Gustavo Seitz, Mustafa, Italo, Erickson Bermúdez, Rómulo Cobos.

A Margarita y a Emilia por todo su apoyo, ayuda y sus consejos durante mi carrera. A Jesús (El Ovejo). A mi equipo de Rugby.

En especial a mi Mamá Marítza, a mi Mamá María y a mi hermano Orangel porque me lo han dado todo y lo son todo para mí. A toda mi familia.

Y la dedico a la memoria de mi Papa Jesús.

2 GEOGRAFÍA FÍSICA

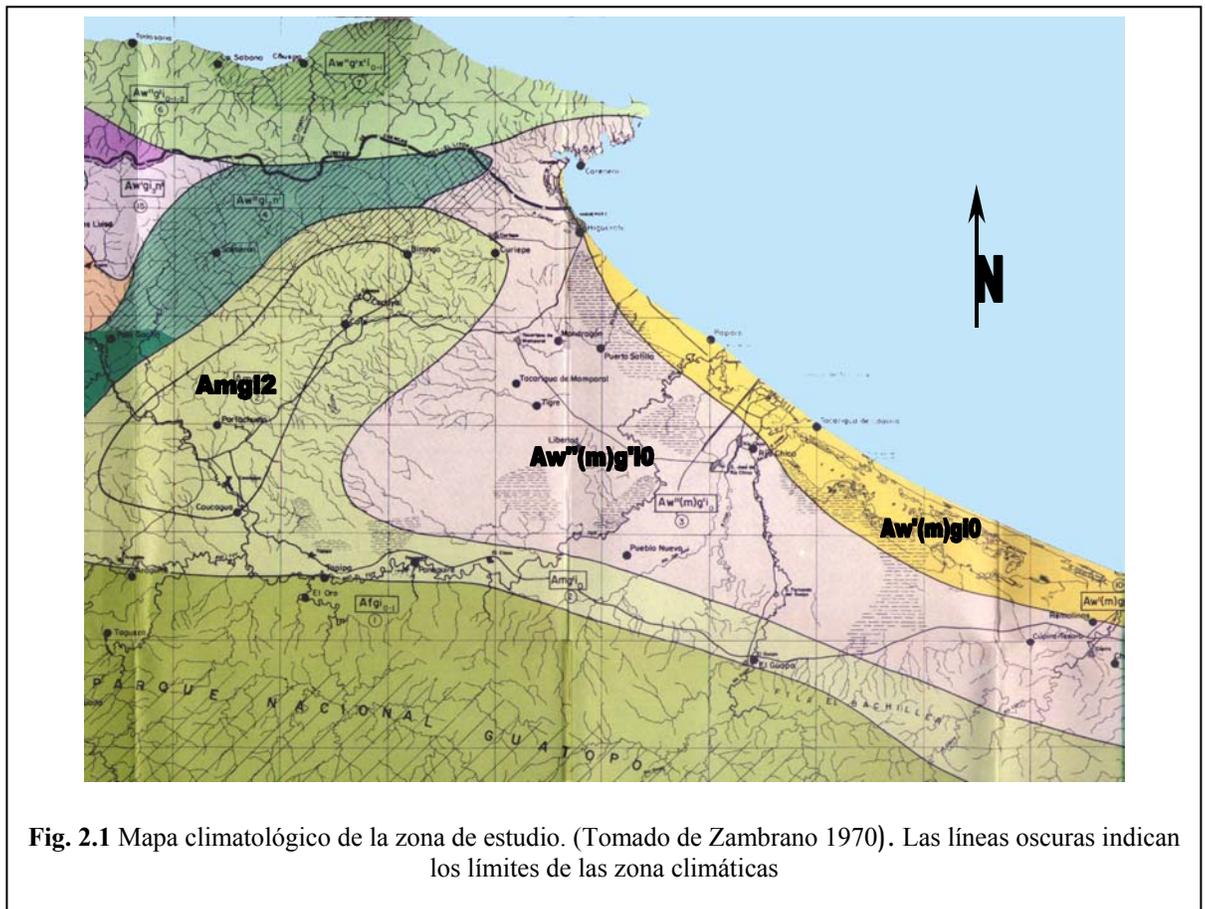
2.1 GENERALIDADES

La cuenca de Barlovento, también conocida como Cuenca Baja del Río Tuy, está ubicada en la región oriental del Estado Miranda, y forma parte de los municipios Acevedo, Brión y Páez. Dicha cuenca sedimentaria constituye una unidad fisiográfica deprimida con un área aproximada de 2400 Km², delimitada al norte por la Cordillera de la Costa, al sur por la Serranía del Interior, al oeste por la cuenca de Ocumare del Tuy y al este por el Mar Caribe.

2.2 CLIMA

Zambrano (1970) basada en la clasificación de Koeppen en el medio tropical, propone que la región de Barlovento se caracteriza por un clima lluvioso cálido (Tipo A), con dos tipos zonales principales, uno tipo Am (Monzónico) y el otro tipo Aw (de sabanas y bosques tropófitos). (**ver Fig 2.1**)

En el tipo Am, se distingue el sub-tipo Amgi₂, el cual se encuentra en los piedemontes de las estribaciones montañosas, donde las temperaturas medias anuales varían de 28 a 24°C, con una oscilación media anual de 2 a 3°C y la precipitación media anual se encuentra entre los 2.000 a 1.500 mm.



En cuanto a los tipos Aw, se presentan dos sub-tipos: $Aw'(m)g'i_0$ y el $Aw''(m)g'i_0$. El primero de ellos cubre la llanura costera de Barlovento, donde se presentan temperaturas medias anuales de 26 a 28°C con oscilación media anual de 2°C y precipitación media anual de 700 a 1.000 mm, con un solo máximo de precipitación al año. El otro sub-tipo abarca la zona anegadiza de la llanura de Barlovento que al igual que el otro sub-tipo, posee temperatura media anual de 26 a 28°C, con una oscilación media anual de 2 a 3°C, pero la precipitación media anual varía de 1.200 a 1.600 mm y se caracteriza por tener dos máximos de precipitación al año que corresponden con las posiciones solsticiales del sol.

Por otra parte, en PDVSA (1992) y basado en la clasificación de Thornthwaite, muestra que la región de Barlovento posee un tipo climático que corresponde al piso tropical (temperaturas mayores a 24°C) y al tipo climático semi-húmedo (con precipitaciones comprendidas entre los 600 y 1.200 mm de precipitación).

3.3 VEGETACIÓN

Los tipos de vegetación van a variar según el tipo climático donde se encuentre:

- Amgi Vegetación de bosques húmedos perennifolios tipo monzónico (selvas eupluviales tipo monzónicas).
- Aw'' Vegetación de bosques sub-húmedos a semi-secos tropófilos y sabanas tropófilas. Bosquecillos de galería en las márgenes de los ríos
- Aw' En costas manglares, herbazales y matorrales halófilos, en algunas áreas sabanas y bosques sub-húmedos tropófilos.

2.4 DRENAJE

El drenaje principal de la Cuenca de Barlovento está conformado por la parte baja del Río Tuy, el cual nace cerca del Pico Codazzi a una altura de unos 2.400 m al norte de La Colonia Tovar, Estado Aragua. El Río Grande o Caucagua es el principal afluente del Río Tuy dentro de la cuenca de Barlovento.

Según Zambrano (1970) la depresión de Barlovento se divide en nueve sub-cuencas hidrográficas, las cuales son: Aragüita, Caño Merecure, qda. Urape-caño Las Brisas, qda. Aramina, Curiepe, Macaira, Río San José, El Guapo y Laguna de Tacarigua.

En el área de estudio, el río Tuy presenta un rumbo general de oeste-este, cambiando de dirección cerca de la población de El Clavo, en donde presenta un rumbo aproximado de N45°E hasta la población de La Madre Nueva, en donde presenta un rumbo de N45°W siguiendo este rumbo hasta la población de Rivero, en donde recupera el rumbo anterior (N45°E) manteniéndose así hasta llegar a su desembocadura en el Mar Caribe. Presenta un patrón de drenaje meandriforme durante todo su recorrido, con la presencia de terrazas aluvionales, especialmente en su primer trayecto dentro de la cuenca de Barlovento.

En el borde meridional de la cuenca, los drenajes principales están conformados por los ríos Taguaza, Cuira, El Guapo y Cúpira, todos caracterizados por ser de carácter casi rectilíneo en las partes altas de los ríos y meandriforme a medida que se acercan al río Tuy, presentando con sus afluentes un patrón de drenajes dendrítico. La orientación general de estos ríos es de norte-sur con algunos cambios de rumbo durante su recorrido.

Los drenajes secundarios del margen meridional corresponden a los ríos Macaira, Panaquire, Qda. El Sapo, Río Juan Díaz y Río San José. Todos estos drenajes se encuentran ubicados en el margen meridional del río Tuy, presentando todos ellos un trazado rectilíneo con orientación general de norte-sur, a excepción del río San José, el cual presenta un recorrido N-S, en las partes altas del río y cambia a un rumbo de N45°E en las cercanías de la población de Juan Díaz. En el margen septentrional del río Tuy se presentan una serie de terrenos anegadizos o lagunas, las cuales se encuentran distribuidas a lo largo del recorrido del río Tuy y es en ellas donde confluyen los drenajes más pequeños ubicados al Norte del río Tuy y dentro del margen meridional de la cuenca.

2.5 GEOMORFOLOGÍA

En el margen meridional de la cuenca de Barlovento se definen dos unidades morfológicas, las cuales se definen en función de su expresión topográfica que presentan (ver Fig 2.3). Estas unidades son:

- Unidad de la Serranía del Interior (UI)
- Unidad de la Depresión de Barlovento (UII)
 - Sub-Unidad de Colinas Alargadas (UII.1)
 - Sub-Unidad de Cuencas Bajas (UII.1)
 - Sub-Unidad de Llanuras Costeras (UII.3)

2.5.1 UNIDAD DE LA SERRANÍA DEL INTERIOR:

Esta unidad se extiende desde el Lago de Valencia hasta las tierras bajas del litoral mirandino, cercano a la laguna de Unare, presentando una longitud aproximada de 330 km y una orientación preferencial E-W. Presenta su altura máxima en el cerro Platillón (Edo. Aragua) con 1.930 m.s.n.m.

Dentro del área de estudio esta unidad topográfica se caracteriza por presentar filas alargadas, cuyos topes se presentan un poco redondeados. Las laderas de estas filas son abruptas y las filas presentan una orientación preferencial de E-W aunque algunas se presentan con una orientación N-NE. Los drenajes de esta unidad son en lo general de carácter rectilíneo, aunque los drenajes mayores presentan un carácter dendrítico, especialmente cuando se acercan al borde septentrional de la unidad.

2.5.2 UNIDAD TOPOGRÁFICA DE LA DEPRESIÓN DE BARLOVENTO

Esta unidad presenta una forma triangular, cuyos vértices son la población de Aragüita, la bahía de Buche y Machurucuto, cubriendo un área aproximada de 1600 km². se encuentra limitada al norte por la Cordillera de la Costa, al sur por la Serranía del Interior, al oeste por la cuenca del Tuy medio y al este por el Mar Caribe.

A lo largo del margen meridional de la cuenca de Barlovento se presentan tres sub-unidades, las cuales corresponden a la sub-unidad de Cuencas Bajas, Colinas Alargadas y de Llanura Costera.

2.5.2.1 SUB-UNIDAD DE COLINAS ALARGADAS

Esta sub-unidad representa un veinte por ciento de la región de la unidad de la depresión de Barlovento y se encuentra representada por unas colinas que se encuentran en las adyacencias de las poblaciones de Cumbo y Tapipa. Esta sub-unidad se caracteriza por presentar una serie de colinas, las cuales se encuentran alineadas con un rumbo preferencial de N-NNW. Esta unidad esta disectada por valles bastantes estrechos y la red de drenajes es casi inexistente, con excepción de algunos drenajes de carácter intermitente. Estos drenajes son de carácter rectilíneo con una orientación N-S en su mayoría y algunos con orientación N-NE.

La unidad litológica que aflora en esta sub-unidad corresponde a las formaciones Caucagua y Mamporal.

2.5.2.2 SUB-UNIDAD DE CUENCAS BAJAS

En el margen meridional de la Cuenca de Barlovento, esta sub-unidad conforma un sesenta por ciento de la unidad de la depresión de Barlovento. Se encuentra representada por una serie de mesetas y colinas amesetadas, en las cuales se encuentran una serie de valles amplios dentro de los cuales transcurren los drenajes y en muchos de ellos se encuentran lagunas o pantanos, de carácter intermitente. Esta unidad se extiende desde la población de Tapipa al oeste hasta que se encuentra con el río Tuy, cerca de la población de La Troja, en donde la unidad desaparece. La altura promedio de esta sub-unidad es de 40 m.s.n.m, mientras que su altura máxima es de 100 m.s.n.m.

La red de drenaje está conformada principalmente por quebradas y lagunas permanentes e intermitentes, presentando como drenajes principales las partes bajas de las quebradas Aramina y Urape. Estos drenajes son de carácter casi rectilíneo y presentan una orientación de N a NNW.

Las unidades litológicas que afloran en esta sub-unidad corresponden a las formaciones Caucagua y Mamporal.

2.5.2.3 SUB-UNIDAD DE LLANURA COSTERA

Abarca un veinte por ciento (20%) de la región meridional de la unidad de la depresión de Barlovento. Esta unidad se extiende a lo largo de la línea de costa y limita al oeste con el resto de las sub-unidades, especialmente con la sub-unidad de Cuencas Bajas presentando una forma semicircular a lo largo de las costas de Barlovento, con una longitud aproximada de 60 km desde el poblado de Carenero

hasta Machurucuto. Esta sub-unidad es la más deprimida de la unidad en cuestión y presenta una altura promedio de 5 m.s.n.m. esta unidad se encuentra representada por una planicie costera, dentro de la cual se encuentran algunas lagunas intermitentes y permanentes como la laguna de Tacarigua. Los drenajes que atraviesan esta sub-unidad son los drenajes principales de la zona de estudio y corresponden a los ríos Tuy, San José y El Guapo, el resto lo conforman caños de mucha menor importancia.

La litología presente corresponde a depósitos aluvionales de edad cuaternaria, representados principalmente por terrazas a lo largo del río Tuy.

3 GEOLOGÍA REGIONAL

3.1 GENERALIDADES

Los sedimentos de la cuenca de Barlovento, pertenecientes al Terciario y Cuaternario, están representadas por las Formaciones Aramina y Cumaca, con una sedimentación más fina hacia el centro de la cuenca, la cual culmina con la depositación de la Formación Carenero. Hacia el centro y el borde este de la cuenca se presentan las unidades más jóvenes de la sección, representada por las Formaciones Mamporal y Caucagua.

DÍAZ (1981) plantea la división de la cuenca en dos sistemas:

SISTEMA TERCIARIO: representado por las formaciones Aramina y Cumaca, de edad Mioceno tardío-Plioceno, conformado por una interdigitación de la Formación Aramina de ambientes marino costero y marino profundo y de la Formación Cumaca con ambiente fluviocostero.

SISTEMA CUATERNARIO: representado por las formaciones Caucagua y Mamporal de ambientes continentales.

Estas unidades descansan sobre rocas metamórficas pertenecientes a la Serranía del Interior.

3.2 UNIDADES LITOLÓGICAS

3.2.1 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

Las rocas sedimentarias de la cuenca se encuentran en contacto con las rocas metamórficas del ramal sur de la Cordillera de la Costa, específicamente con la Asociación Meta-volcano-sedimentaria de Villa de Cura.

3.2.1.1 Asociación Meta-volcano-sedimentaria de Villa de Cura

La referencia original de esta asociación fue realizada por AGUERREVERE & ZULOAGA (1937), quienes definen bajo el nombre de “Serie de Villa de Cura” a una compleja asociación de rocas metavolcánicas que afloran en las cercanías de la población de Villa de Cura en el estado Aragua. Esta asociación ha sido cartografiada en los mapas geológicos clásicos como una faja continua que abarca los estados Cojedes, Guárico, Carabobo, Aragua y Miranda.

URBANI (1999) refiere que esta asociación esta compuesta por rocas metavolcánicas y metasedimentarias, divididas en cinco unidades, las cuales son Metatoba de El Chino, Metatoba de El Caño, Metalava de El Carmen, Granofel de Santa Isabel y Metavolcánicas de Las Hermanas. URBANI (*op. cit.*) considera que la edad de la Asociación es Jurásico-Cretácico.

3.2.2 UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

Las formaciones presentes en la zona de estudio son (ver Fig. 3.1):

Formación Aramina (Mioceno Medio-Tardío)

Miembro Carenero (Mioceno Medio-Tardío)

Formación Cumaca (Mioceno Medio-Tardío)

Formación Caucagua (Plioceno-Pleistoceno)

Formación Mamporal (Pleistoceno)

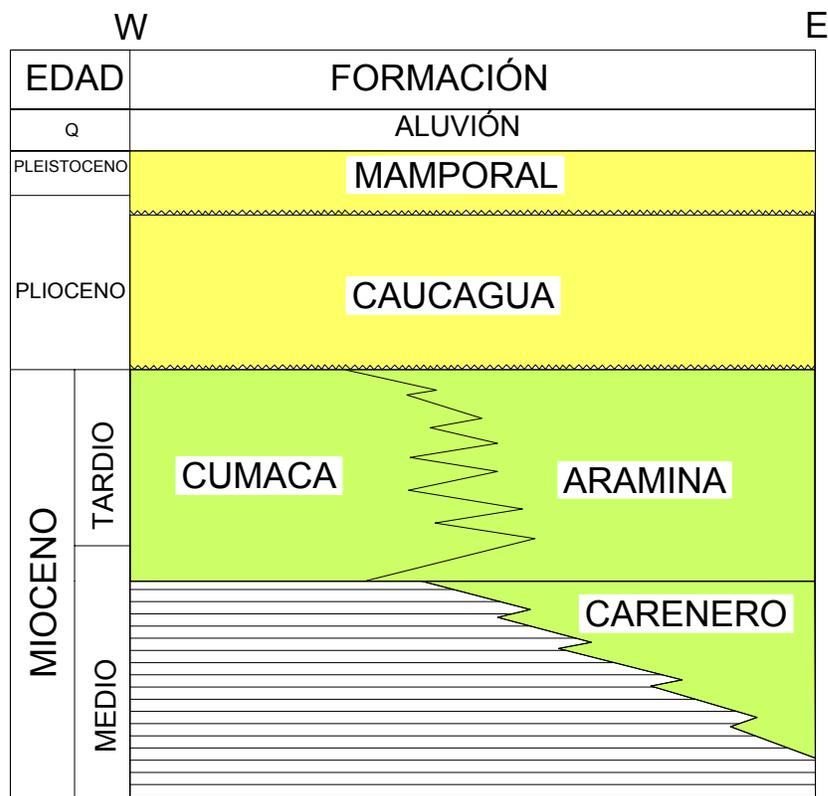


Fig. 3.1. Tabla de Correlación de la Cuenca de Barlovento

3.2.2.1 FORMACIÓN ARAMINA:

Consideraciones Históricas: Esta unidad es nombrada originalmente por DUSENBURY y WOLCOTT (1950), quienes solo la nombran y no presentan ningún tipo de descripción. Figuró en el cuadro de correlación de MENCHER *et al.* (1951). BUCHER (1952) describió la unidad muy someramente. DUSENBURY (1956, *Léxico Estratigráfico de Venezuela*) suministró una descripción más amplia con base en informes inéditos. FEO-CODECIDO (1962) resumió estos datos y mostró los afloramientos de la Formación Aramina y unidades vecinas en un mapa de Venezuela norte-central. BERMUDEZ (1966) añadió datos sobre la microfauna, y atribuyó la unidad al Mioceno Superior, en contraste con la edad previamente postulada de Mioceno Medio; además separó de la formación, con el nombre de Formación Carenero, a los estratos expuestos cerca del pueblo del mismo nombre.

Localidad Tipo: La localidad tipo se encuentra a lo largo de la Quebrada Aramina, tributaria norte del río Tuy, que atraviesa la carretera Caucagua-Capaya, 7 kilómetros al suroeste de Capaya, Estado Miranda. La sección tipo se extiende desde el contacto discordante con las rocas metamórficas al oeste "...hasta un punto que se encuentra aguas abajo, a un kilómetro más allá de Los Fernández. . ." (WOLCOTT, 1940). PATRICK (1958) la extiende a una distancia mayor, "aguas abajo en la misma quebrada Aramina".

Extensión Geográfica: WOLCOTT (1940, 1945) menciona que esta Formación se extiende bordeando las rocas metamórficas en forma de una franja, desde Carenero hasta las cercanías de Mesa de Urape, donde pasa a ser Formación Cumaca. PATRICK (1958) amplía la extensión de la formación, ya que incluye a la Formación Cumaca dentro de la Formación Aramina, extendiéndola así desde Carenero hasta la población de Aragüita, así como pequeños afloramientos en los alrededores de El Guapo y Cúpira.

Contactos: La Formación Aramina yace discordante sobre las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa. PATRICK (1958) plantea que el contacto superior se encuentra representado por unas lutitas marinas que pasan con discordancia angular a arcillas arenosas de la Formación Caucahua.

Descripción Litológica: DUSENBURY (1950) mencionó 30 a 50 metros de conglomerados basales que incluyen algunas capas de calizas impuras con fragmentos angulares de esquistos, seguidos de lutitas arcillosas de color gris verdoso, arcillas, y areniscas, con escasas calizas limosas intercaladas en la parte inferior. Se calcula un espesor máximo de 1656 metros en la quebrada Aramina. Esta unidad es discordante sobre rocas metamórficas, aunque por lo menos localmente, y es posible que descansa sobre la Formación Carenero. En el mapa de FEO-CODECIDO (1962), el contacto superior se muestra cubierto por sedimentos no definidos del Terciario Superior, que se han llamado Formación Guatire, y que según BERMUDEZ (1966), corresponden a la Formación Mamporal. En el lado sur de la cuenca, la unidad se ha señalado como discordante sobre rocas del Cretácico, Eoceno e ígneas básicas. Según DUSENBURY (1956, *Léxico Estratigráfico de Venezuela*), la Formación Tuy se interpone entre las formaciones Aramina y Guatire en el subsuelo, sin llegar a aflorar. DUSENBURY mencionó los moluscos *Anadara (Larkinia) waringi*, *Chione cancellata*, *Turritella abrupta*, *T. gatunensis*, *T. mimetes* y *Oliva cylindrica*, sin citar localidades. BERMUDEZ (1966) mencionó siete especies de foraminíferos de aguas someras reconocidas cerca de Los Fernández, y señaló adicionalmente que los ostrácodos estudiados por VAN DEN BOLD (1972), son de distribución estratigráfica restringida, en especial *Orionina fragilis*, presente también en la parte superior de la Formación Cubagua y en unidades de edad semejante en Trinidad. PATRICK (1958) sugiere un ambiente de aguas marinas poco profundas.

Edad: MENCHER *et al.* (1951) atribuyeron la unidad al Mioceno Inferior; BUCHER (1952), DUSENBURY (1956, *Léxico Estratigráfico de Venezuela*) y YOUNG *et al.*

(1956), al Mioceno Medio. BERMUDEZ (1966) la consideró Mioceno Superior con base en su contenido de ostrácodos.

Ambiente: VAN DEN BOLD (1972) indica un ambiente de aguas marinas poco profundas, por la presencia de ostrácodos del género *Haplocytreridae*. FURRER (1968) señala que existe fauna de aguas marinas pocas profundas cercanas a la playa, aunque también aparecen foraminíferos bénticos y plácticos de aguas un poco más profunda y con afinidad de mar abierto.

Correlación: La unidad se considera como equivalente lateral, de facies marina poco profunda, de la Formación Cumaca, presente también en la cuenca del bajo Tuy. BERMUDEZ (1966) sugirió otras correlaciones.

3.2.2.2 FORMACIÓN CUMACA:

Consideraciones Históricas: WOLCOTT (1940, 1945) es el primero en describir la Formación Cumaca, asignándola al Oligoceno. BUCHER (1952) describió someramente con este nombre los sedimentos de aguas dulces discordantes sobre rocas metamórficas expuestos en el valle del río Tuy, que asignó al Oligoceno superior o Mioceno inferior. MENCHER *et al.* (1951, Cuadro de Correlación) mostraron la unidad como discordante por debajo de la Formación Aramina. DUSENBURY (1956, Léxico Estratigráfico de Venezuela) describió la formación con base en datos inéditos de WOLCOTT y la consideró como equivalente lateral de la Formación Aramina, correlación aceptada en la actualidad, y la asignó al Mioceno Medio. FEO-CODECIDO (1962) indicó su distribución geográfica. BERMUDEZ (1966) expresó opiniones sobre la correlación de las formaciones en la cuenca del Tuy (*sensu lato*) que difieren de las que aparecen en el Cuadro de Correlación del Primer Congreso Venezolano del Petróleo (Soc. Venez. Ing. Petról., 1963).

Localidad Tipo: Su localidad tipo se encuentra en la Quebrada La Cumaca, subtributario del río Tuy, que cruza el camino a Aragüita 7 kilómetros al suroeste de Caucagua. La sección tipo se extiende desde un punto 515 metros aguas arriba del cruce entre el camino y la quebrada, hasta otro punto ubicado 325 metros aguas abajo del cruce. Esta unidad se restringe al extremo oeste de la ensenada inferior del Tuy, Miranda oriental y consiste en unas lutitas grises verdosas, achocolatadas y negras, y arcillas lutíticas con un porcentaje relativamente pequeño de areniscas, con un espesor máximo de 100 metros. Su contacto inferior es discordante sobre rocas metamórficas; según DUSENBURY (1972 L.E.V.). El contacto superior es discordante debajo de la "Formación Guatire"; BERMUDEZ (1966), en contraste, opina que las capas de Caucagua constituyen una facies de la Formación Cumaca, con un hiatus en el Plioceno.

Extensión Geográfica: según WOLCOTT (1940, 1945) y Feo Codecido (1962) restringen a esta unidad al extremo oeste de la ensenada inferior del Tuy, con tres zonas de afloramientos.

Contactos: WOLCOTT (1940) señala que descansa con discordancia angular sobre las rocas metamórficas. Cerca de Caucagua y Merecure, yace en discordancia angular debajo de la Formación Caucagua, mientras que al Sur aparece cubierta de forma discordante por la Formación Mamporal.

Descripción litológica: Lutitas grises verdosas, achocolatadas y negras, y arcillas lutíticas con un porcentaje relativamente pequeño de areniscas. WOLCOTT (1940, 1945) describe la formación como constituida predominantemente de lutitas y arcillas lutíticas, con un porcentaje relativamente pequeño de areniscas. Las lutitas y arcillas lutíticas se encuentran generalmente bien estratificadas, con color gris verdoso, marrón achocolatado o negras. Las areniscas se encuentran estratificadas de color gris verdoso con cemento calcáreo y generalmente de grano fino. También aparecen capas ocasionales de conglomerados finos, arcillitas y calizas duras.

Edad: DUSENBURY (1972 L.E.V.) asignó la unidad al Mioceno Medio, y BERMÚDEZ (1966) al Mioceno Superior.

Ambiente: WOLCOTT (1940) indica que la fauna y las características litológicas sugieren un ambiente de sedimentación de agua dulce o de laguna costanera. DALLMUS (1942) por contenido faunal señala los siguientes ambientes: aguas marinas someras, litoral, salobre, lagunal deltaico, agua dulce, paludal, lacustrino y dicha variación debido a cambios laterales y verticales.

Correlación: La unidad se considera como equivalente lateral, de facies marina poco profunda, de la Formación Cumaca, presente también en la cuenca del bajo Tuy. BERMUDEZ (1966) sugirió otras correlaciones.

3.2.2.3 FORMACIÓN CARENERO:

Consideraciones Históricas: WOLCOTT (1940, 1945) y PATRICK (1958) la consideran como parte de la Formación Aramina, bajo la calificación de Miembro Carenero. BERMUDEZ (1966) introduce este nombre para designar las lutitas expuestas cerca de Carenero en la costa oriental del Estado Miranda, que se diferencian de otras rocas terciarias en el valle inferior del río Tuy por su contenido microfaunal; estos sedimentos se incluían antiguamente en la Formación Aramina.

Localidad Tipo: Su localidad tipo se encuentra en la población de Carenero, Estado Miranda, en los cortes antrópicos ubicados a 0,5 Km. al Oeste del puente sobre los canales.

Extensión Geográfica: Su extensión se desconoce ya que solo corresponde a las localidades tipos presentes en la zona.

Contactos: BERMUDEZ (1966), presume un contacto discordante sobre rocas metamórficas e infrayacente a la Formación Aramina.

Descripción Litológica: Esta Formación consiste en una lutita calcárea suave, compacta y maciza, de color gris claro, que meteoriza en tonos castaños.

Edad: BERMUDEZ (1966), la define como Mioceno Medio por su contenido faunal.

Ambiente: FURRER (1968), menciona que la fauna presente corresponde a fauna de mar abierto, de aguas profundas (aproximadamente 300 m de profundidad), sugiriendo que la Formación Carenero corresponde a una compleja interdigitación con sedimentos de aguas marinas someras y fluviales hacia el Suroeste de la cuenca, los cuales gradan a mar abierto hacia el Noreste, además indica que la plataforma continental no se había desarrollado y que el paso de ambiente litoral a aguas profundas fue bastante abrupto.

Correlación: BERMUDEZ (1966), correlaciona la unidad con parte de las "Capas de La Tejita" en Margarita y con parte del Miembro Cerro Verde de la Formación Cubagua; provisionalmente postula su equivalencia también con las Capas de La Sabana en el Distrito Federal, a su vez posibles correlativas de la Formación Las Pailas, Grupo Cabo Blanco.

3.2.2.4 FORMACIÓN CAUCAGUA:

Consideraciones Históricas: SEIDERS (1965), designa el término informal de Capas de Caucagua para designar sedimentos concordantes suprayacentes a la Formación Cumaca en la cuenca inferior del río Tuy, estado Miranda, los cuales describe como gravas, lodos compactados y cantidades menores de arenisca, de unos

700 m de espesor. Posteriormente, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) la elevaron al rango de formación.

Localidad Tipo: La localidad tipo de la Formación Caucagua aflora a lo largo de los valles del bajo Tuy. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) designan la localidad tipo en los cortes de carretera Caucagua-Tapipa al este de Caucagua, Distrito Acevedo del Estado Miranda (Hoja 6947, 1:100.000, Cartografía Nacional).

Extensión Geográfica: WOLCOTT (1940, 1945), PATRICK (1958) y FEO-CODECIDO (1962) colocan a esta unidad en sus mapas, extendiéndose desde las cercanías de Araguïta hasta cerca de Curiepe, formando una franja casi paralela a la Formación Aramina.

Contactos: La Formación Caucagua suprayace discordantemente a la Formación Aramina (Mio-Plioceno), e infrayace con discordancia a la Formación Mamporal (Pleistoceno ?) (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Descripción Litológica: PATRICK y URBANI (inéditos en GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980) describieron a la Formación Caucagua como una secuencia de conglomerados y arcillas de color pardo rojizo, caracterizadas por: 1) un 50% de lutitas de color canela a marrón amarillento, gris a rojo, pobremente estratificadas en capas delgadas a masivas, limosas a arenáceas, con guijarros diseminados de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas, y algunas capas ligeramente carbonáceas; 2) 5% de areniscas rojo oscuro a marrón, marrón amarillento a marrón oscuro, en capas delgadas a masivas, irregulares, friables a ligeramente endurecidas, arcillosa a conglomeráticas, a veces carbonáceas; 3) 25% de conglomerado rojo oscuro a marrón amarillento, con estratificación delgada a masiva lenticular, friable a levemente endurecida, con cantos de cuarzo y rocas metamórficas, en una matriz arcillosa; gradan frecuentemente a arenas. SEIDERS (1995) midió un espesor de 700 m, sin observar el contacto superior. WOLCOTT (inédito en GONZÁLEZ DE JUANA *et*

al., op. cit.), describió microfósiles no diagnósticos, cerca de la base de la formación, en el río Urape.

Edad: La edad de la Formación Caucagua se basa en su posición estratigráfica discordante sobre la Formación Aramina del Mio-Plioceno, y por debajo de sedimentos poco consolidados de la Formación Mamporal atribuida al Pleistoceno Tardío (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). Por su posición estratigráfica, se considera que la edad de la Formación Caucagua, es Plioceno-Pleistoceno.

Ambiente: GONZÁLEZ DE JUANA, *et al.* (1980) sugieren un ambiente sedimentario de abanico aluvial, bajo un clima árido y subárido.

Correlación: La Formación Caucagua ha sido correlacionada con la Formación Guatire (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970).

3.2.2.5 FORMACIÓN MAMPORAL:

Consideraciones Históricas: WOLCOTT (1940, 1945) distingue sedimentos Pleistocenos de facies continentales, a los que denomina Formación Mesa. PATRICK (1959) introdujo el nombre de Formación Mamporal para designar una secuencia de sedimentos continentales poco consolidados, mal estratificados, en posición horizontal, que aflora en la región del bajo Tuy. BERMUDEZ (1966) sugirió su correlación con las Capas de Caucagua. SEIDERS (1965) consideró que ambas unidades constituyen facies ligeramente diferentes en el Pleistoceno, suprayacentes las formaciones Cumaca y Aramina.

Localidad Tipo: La localidad tipo está ubicada en la carretera Caracas-Higuerote, cerca de Tacarigua de Mamporal, a unos 12 Km al suroeste de Higuerote. También se encuentran afloramientos típicos en los cortes a lo largo de la carretera Tacarigua de Mamporal-Río Chico, hasta el río Tuy.

Extensión Geográfica: Esta unidad cubre la parte central de la cuenca de Barlovento. Los afloramientos van desde cerca de la población de Buche al Norte, hasta la población de Caucagua al Oeste y la población de El Clavo hacia el Sur.

Contactos: Según PATRICK (1958), la unidad suprayace discordantemente a la Formación Guatire. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) consideran que la unidad suprayace discordantemente a la Formación Caucagua,

Descripción Litológica: La Formación consiste en partes aproximadamente iguales de lentes de arcillas, areniscas y conglomerados ligeramente consolidados y pobremente estratificados. Los colores típicos de la formación son rojizo, amarillo y gris; Las arcillas generalmente son moteadas y los sedimentos clásticos gruesos son ferruginosos. Las arcillas son finamente arenosas; las areniscas son de granos angulares y subangulares de tamaño variable, cementados con arcilla; los conglomerados contienen una mezcla heterogénea de fragmentos subangulares a subredondeados, del tamaño de guijas y peñas, de rocas ígneas y metamórficas, areniscas y cuarzo y ocasionalmente calizas, en una matriz arcillo-arenosa. Se estima un espesor de unos 120 m, aún cuando no ha sido posible medir una sección completa debido a la discontinuidad de los afloramientos.

Edad: Por su posición estratigráfica la Formación Mamporal, que es discordante sobre la Formación Caucagua, se le asigna una edad Pleistoceno Medio.

Ambiente: El carácter de la sedimentación de la Formación Mamporal sugiere un ambiente de abanico aluvial morfoclimático, como los correspondientes a épocas áridas y subáridas. Los conglomerados indican una sedimentación tipo piemontino de corrientes rápidas e intermitentes. El ambiente fluvial en la zona de los valles permitió un mayor escogimiento en el tamaño de los sedimentos, aún cuando los granos angulares y subangulares de las arenas y la cementación arcillosa, indica variaciones importantes en los regímenes de las corrientes.

Correlación: PATRICK (1958) estima que la Formación Mamporal es correlativa con la Formación Coche de Venezuela oriental.

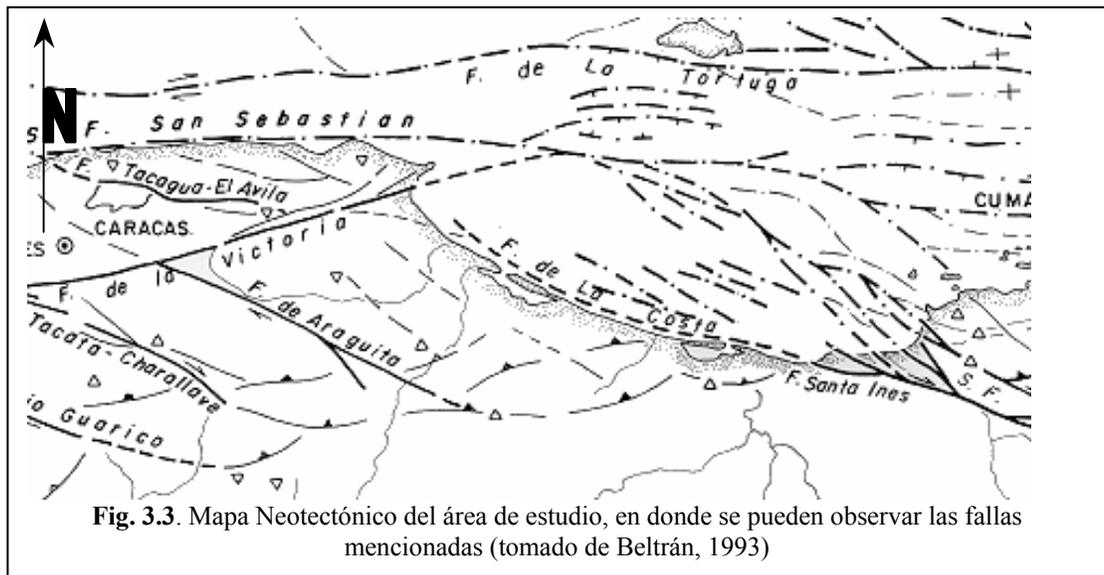
Periodo	Época	WOLCOTT (1940)	SEIDERS (1956)	PATRICK (1958)	BERMÚDEZ (1966)	URBANI (1977)	DIAZ (1982)	MÉNDEZ (1997)	
Cuaternario	Holoceno								
	Pleistoceno	Tardío							
		Medio	Fm. Mesa	Fm. Mamporal?	Fm. Mamporal	Fm. Mamporal			Fm. Mamporal
		Temprano				Capas de Caucagua			Fm. Mamporal
	Neógeno	Plioceno	Tardío	Fm. Guatire	Fm. Guatire				
			Temprano						
Mioceno		Tardío		Fm. Cumaca					
		Medio			Fm. Aramina				
		Temprano							
				Fm. Aramina					
Oligoceno	Tardío	Fm. Cumaca							
	Temprano								

Fig. 3.2 En esta tabla se muestra la variación de la definición de las formaciones presentes en la zona por diferentes autores. A la izquierda se muestran las edades propuestas por cada uno de los autores, quienes se encuentran en el margen superior de la tabla. Dentro de la tabla se observa como varían las definiciones y los contactos y nombres de las Formaciones presentes.

3.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

La cuenca de Barlovento, fue reconocida como cuenca sedimentaria por los primeros naturalistas que la visitaron a fines del siglo XIX, como SIEVERS y KARSTEN (URBANI, 1977).

El pilar de la Cordillera de la Costa se encuentra limitado al Norte y la Sur por dos sistemas subparalelos de fallas rumbo deslizantes de alto buzamiento, las cuales presentan una dirección predominante de E-W (ver Fig. 3.3).



En las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa, se encuentran tres depresiones estructurales con relleno sedimentario, las cuales corresponden a la cuenca de Guatire, cuenca de Ocumare o Santa Lucía y la cuenca baja del Río Tuy. Esta última con un área de 1.600 Km², presenta una forma triangular, donde el vértice yace cerca de la población de Aragüita y la base se extiende por una distancia de 90 Km a lo largo de la línea de costa desde Carenero hasta Boca de Uchire. Se encuentra rellena por las Formaciones Carenero, Cumaca, Aramina, Caucagua y Mamporal. Esta cuenca representa la parte occidental de la cuenca Tuy-Cariaco extendiéndose al noreste, por debajo del Mar Caribe.

La Cuenca Baja del Río Tuy se encuentra limitada por dos accidentes estructurales importantes, como lo son la falla de la Victoria y la falla de Aragüita, ambas fallas con movimiento principal de carácter transcurrente dextral. Estas dos fallas son de carácter oblicuo, con respecto a los accidentes de orden mayor, representados por el sistema de fallas de Boconó-San Sebastián-El Pilar (AUDEMARD, 2000).

FEO CODECIDO (1962) plantea que la cuenca de Barlovento tiene forma triangular, con un vértice en el pueblo de Aragüita, y cuya base se extiende por una distancia de 90 kilómetros a lo largo de la costa desde el pueblo de Carenero hasta Boca de Uchire, y propone que la cuenca se extiende hacia el noreste por debajo del Mar Caribe hacia la isla de Margarita y Coche.

SEIDERS (1965) plantea que la ensenada mayor del río Tuy presenta una estructura similar a la de la cuenca de Santa Lucía, en donde las rocas tienen forma de sinclinal asimétrico con rumbo N65E y con fallamiento a lo largo del borde norte del flanco norte, y poco control estructural en la parte sur. Por otra parte, y a diferencia de la cuenca de Santa Lucía, los buzamientos en general son más suaves y varían entre horizontal y un máximo de 35° hacia el sur. Además, plantea que las cuencas sedimentarias del Terciario Superior dentro de la cordillera montañosa se formaron durante un último evento estructural de importancia que afectó la región de Miranda central, en donde ocurrió levantamientos mayores en la provincia norte, evidenciado por el buzamiento pronunciado de las capas Terciarias hacia el Sur y las mayores elevaciones de las montañas en esa provincia. Añade que los grandes terremotos en tiempos recientes indican que la orogenia aún continúa.

ASUAJE (1972) menciona que fuerzas de compresión NNO-SSE dieron origen al rumbo general de la Cordillera de la Costa, que es en general ENE-OSO, como también a gran parte de las fallas longitudinales. Fuerzas de tensión aproximadamente paralelas al rumbo general originaron fallas transversales.

DÍAZ (1981) define la depresión de Barlovento como una cuenca graben cuyo límite norte es una gran falla N50E, que probablemente pertenece al sistema de fallas de La Victoria-Pichao, mientras que para el límite sur propone una falla post-paleoceno (SEIDERS, 1965) cubierta por el cuaternario, además de los sistemas de falla de Santa Rosa y extensión de la falla de Onoto. Según su análisis, este graben se formó

durante el Mioceno-Plioceno, el cual se ha rellenado con sedimentos neógenos y del cuaternario.

Además, establece que la cuenca de Barlovento ha sufrido dos principales eventos tectónicos: Un primer periodo distensional durante el Mio-Plioceno, el cual se expresa con fallamiento normal de orientación N80°E, mientras el otro periodo es compresional, durante el Plioceno superior (?)- Pleistoceno, y se caracteriza por fallas conjugadas transcurrentes de rumbo NW-SE. Además, propone que este segundo evento tectónico ha continuado hasta el Holoceno.

SOULAS (1985) menciona que el régimen más reciente de deformación crustal (neotectónica), empieza cerca del límite Plio-Pleistoceno, siendo este régimen repartido en una deformación no homogénea en todo el territorio nacional, la cual es organizada en tres franjas: sistema E-W dextral de Oca-Ancón, franja NW-SE del oriente de Falcón y franja NW-SE del caño de Los Roques.

Por otra parte, hace referencia que el régimen inmediatamente anterior era netamente distinto del actual, el cual podía corresponder a un límite sur de la placa Caribe diferente del presente, donde predominaban las fallas normales sinsedimentarias.

BELTRAN y GIRALDO (1989) determinaron el campo de esfuerzos durante el Cuaternario para la región nororiental de Venezuela, obteniendo como resultado una dirección promedio del esfuerzo principal σ_1 NNO-SSE, el cual corresponde a una fase compresiva. Además, definieron dos fases tectónicas que han actuado durante el Neógeno: a) una fase distensiva, caracterizada por fallamiento normal, en ocasiones sinsedimentario, y b) una fase compresiva, la cual se iniciaría en el límite Plio-Pleistoceno y se mantiene constante hasta nuestros días.

GIUNTA *et al.* (1990) presentan un modelo estructural para la cuenca del Tuy, este modelo lo denominan Riedel, y consiste en fallas principales E-W, otras secundarias sintéticas NW-SE y antitéticas NE-SW, todo esto bajo un régimen transcurrente.

OSTOS (1990) basado en datos geoquímicos y estructurales propone un modelo de tectónica de placas para explicar la evolución del norte de Suramérica. En este modelo los cinturones tectónicos este-oeste del norte de Suramérica son alóctonos y fueron deformados como resultado de la colisión de un microcontinente y un arco de islas contra el oeste-noroeste de Suramérica durante el Neocomiense, lo cual permite establecer una relación entre la evolución de la cuenca y el margen tectónico en el que se encuentra.

URBANI (1991) menciona que en el flanco sur de la cuenca de Barlovento, existen fallas normales con rumbo casi E-W, que controlan la linealidad del frente de montañas y constituyen el control estructural del lado sur de la cuenca sedimentaria.

AUDEMARD & GIRALDO (1997) mencionan que el límite meridional de la placa Caribe está conformado por las fallas de Boconó, San Sebastián y El Pilar, el cuál es un límite joven en la evolución geodinámica Cenozoica de la placa Caribe, con una edad de iniciación de la transurrencia dextral próximo al límite Mioceno temprano-medio, y desplazamientos acumulados por el orden de 60 Km; además indican que la velocidad relativa dextral entre placa Caribe y Sudamérica es de 1-1,2 cm/a.

AUDEMARD *et al.* (1999) en sus estudios de campos de esfuerzos Plio-cuaternarios, realizados a lo largo de la zona de deformación que constituye el límite de la placas Caribe y Suramérica, obtiene que el tensor de esfuerzos Plio-Cuaternario en la región más septentrional de Venezuela (región de Falcón, Cordillera de la Costa y Serranía del Interior), se caracteriza por una orientación espacial bastante uniforme y constante a lo largo de toda la región, con un esfuerzo máximo horizontal orientado NW-SE a

NNW-SSE y un esfuerzo mínimo horizontal de orientación NE-SW a ENE-WSW. Siendo este tensor característico de un régimen tectónico esencialmente transcurrente.

AUDEMARD *et al.* (2000) en su mapa y base de datos de fallas cuaternarias, indica que la falla de la Victoria tiene un rumbo promedio N77°E con desplazamiento de rumbo dextral y una tasa de movimiento de 0,55 mm/a y mencionan que esta sección de la falla se extiende desde Las Tejerías hasta Cabo Codera. Además, muestran una falla a lo largo de la costa de Barlovento, que como nombre proponen el de Falla de Píritu, informalmente conocida como Falla de la Costa o de Santa Inés, la cual tiene rumbo promedio N65°W, su desplazamiento es de rumbo dextral con una tasa de movimiento de 0,3 a 0,4 mm/a. Adicionalmente esta falla es considerada como un cizallamiento “R” del límite de placas de Caribe-Suramérica.

4 ESTRATIGRAFÍA LOCAL

4.1 GENERALIDADES

El margen meridional de la cuenca de Barlovento se encuentra representado estratigráficamente por una serie de rocas clásticas, de ambientes continentales, las cuales en general constan de secuencias de conglomerados y arcilitas, encontrándose en algunos afloramientos areniscas gruesas y algunas limolitas. Debido al total dominio de rocas clásticas en esta zona, las cuales tienen grandes variaciones de tamaños en sus componentes clásticos, variando desde arcilitas hasta conglomerados de granos muy gruesos (de hasta 30 cm), se utilizó la clasificación propuesta por BLAIR & McPHERSON (1999); (ver anexo A), principalmente por la gran cantidad y variaciones de tamaños de clastos en los conglomerados que se describieron.

El área de estudio es de aproximadamente 800 Km² y se tiene acceso directamente por la carretera principal de oriente, la cual atraviesa longitudinalmente dicha área. Debido a la densidad de vegetación de la zona y su topografía poco elevada, es particularmente difícil encontrar afloramientos de buena exposición. Tal es el caso de las quebradas y ríos que se encuentran en el área de estudio donde, debido a las condiciones antes mencionadas, los afloramientos se encuentran muy cubiertos y en condiciones de meteorización muy avanzadas. Pero, además de los afloramientos de las quebradas y ríos, se contó con una cantidad considerable de cortes antrópicos principalmente ubicados a los lados de las vías de acceso de la zona y con algunas canteras donde se extrae material granular para construcción ubicadas en la periferia de algunas carreteras.

Debido a lo antes expresado, el levantamiento geológico del margen meridional de la cuenca de Barlovento, y particularmente las descripciones de las unidades litológicas presentes en la misma, se hicieron de manera puntual, escogiendo las zonas donde afloraban las rocas y ubicándolas con exactitud en el mapa topográfico de campo. De esta manera, con la construcción de columnas litoestratigráficas puntuales de las

unidades aflorantes con datos provenientes del levantamiento de la geología de superficie, la generación de columnas litoestratigráficas con datos provenientes de perforaciones de pozos de agua realizados en la zona de estudio por el Departamento de Hidrología del Ministerio de Ambiente y la utilización de perfiles geoeléctricos del subsuelo proporcionados por este ministerio, se logró hacer una integración e interpretación de las distintas unidades litoestratigráficas, así como la distribución espacial de dichas unidades.

Además, se realizó un muestreo de las rocas blandas encontradas en toda la zona de estudio, que a pesar de ser totalmente estériles en contenido faunal de utilidad geocronológica, por las características que éstas presentaron, resultaron provechosas para la definición del ambiente de depositación de estas rocas.

A continuación se describirá cada uno de los afloramientos levantados, los cuales finalmente serán correlacionados. Esta descripción seguirá un orden de oeste a este según la ubicación de los mismos.

4.2 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA

4.2.1 SECCIÓN DEL RÍO MACAIRA

Generalidades: esta sección consiste de una serie de afloramientos que se encuentran en el recorrido del río Macaira, el cual es un tributario del río Tuy y se encuentra en el extremo suroeste de la Cuenca de Barlovento, cerca de la población de Macaira de la cual deriva su nombre (**ver Fig. 4.1**). Es un drenaje que presenta algunos tramos meandriformes, especialmente hacia sus cabeceras y luego toma un curso de tipo rectilíneo en el resto de su recorrido. En esta zona afloran una secuencia de arcilitas no calcáreas generalmente masivas y en pocas ocasiones laminadas las cuales son

estériles desde el punto de vista paleontológico, con excepción de algunos fragmentos de ostrácodos, pero que por su ubicación y distribución no dejan de ser importantes.

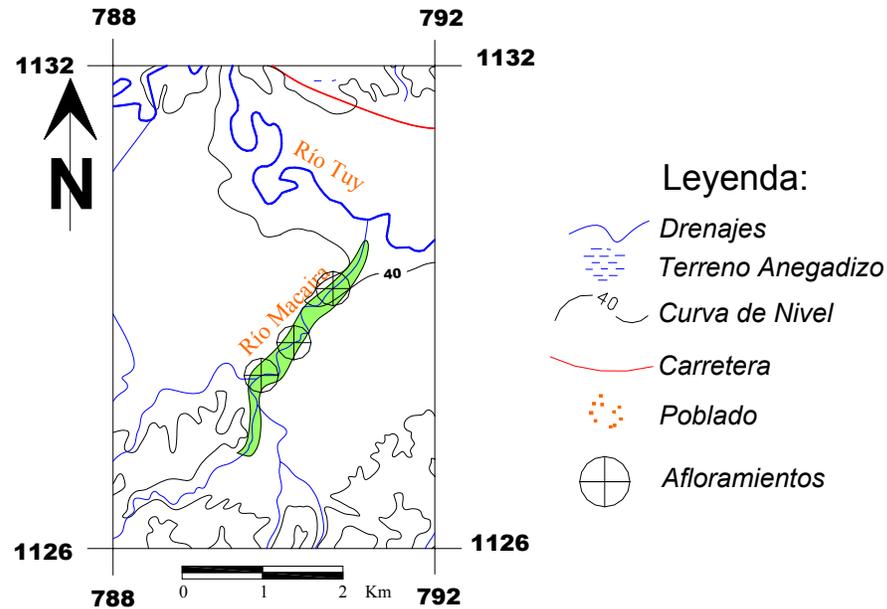


Fig. 4.1 Mapa de ubicación de la sección del río Macaira. Coordenadas en UTM en miles de metros.
Zona levantada representada en color verde.

Descripción Litológica: Esta unidad probablemente descansa de manera inconforme sobre rocas metamórficas aflorantes en la cabecera del río Macaira las cuales consisten en esquistos de color verde que meteoriza a marrón oscuro, con manchas rojas de óxido de hierro. Los mismos tienen una foliación bien definida y son de grano bastante fino.

La sección comienza con unas arcilitas de color gris claro que meteorizan a marrón oscuro y contienen en su interior pequeños nódulos oxidados. La misma es de apariencia masiva. Hacia el tope mantiene la misma apariencia aunque el color de meteorización cambia a gris claro con zonas anaranjadas (apariencia hidromórfica). En las proximidades con el río Tuy, las arcilitas tienen un color gris verdoso y se observa una incipiente laminación, aunque no son muy diferentes a las observadas en la base.

En el campo, dadas las condiciones de los afloramientos, es sumamente difícil visualizar si estas capas se encuentran basculadas, sin embargo aparentan cierta

horizontalidad o ángulos de basculamiento que no sobrepasan los tres grados de inclinación hacia el norte.

4.2.2 SECCIÓN DE TAPIPA

Generalidades: esta sección se ubica en los alrededores de la población de Tapipa, estado Miranda (ver Fig. 4.2). La zona es bastante extensa, y los afloramientos están relativamente distanciados y, aunque tienen grandes similitudes litológicas, estos se describen puntualmente destacando las sutiles diferencias entre cada uno de ellos.

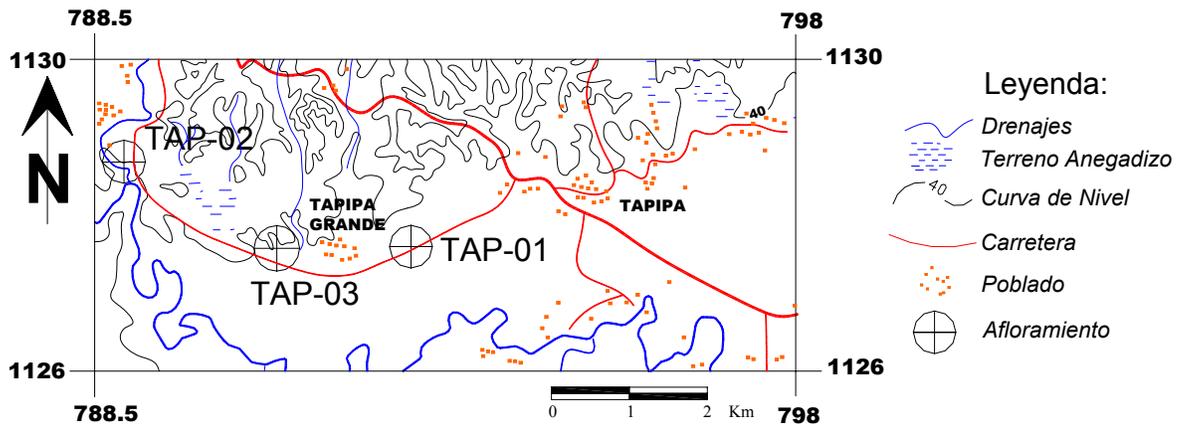


Fig. 4.2 Mapa de ubicación de la sección de Tapipa. Coordenadas en UTM en miles de metros.

Descripción Litológica: en general la zona presenta una secuencia de conglomerados, areniscas gruesas a conglomeráticas, ambos con matriz arcillosa a limosa, y eventualmente lentes de arcilitas; en algunos casos, finos estratos de arcilitas que se encuentran en contacto abrupto con las litologías mucho más gruesas. Los afloramientos que resaltan son:

Tap-01: se encuentra ubicado a 2 Km de la entrada de la población de Tapipa. Consiste en una sección conglomerática con una cantidad considerable de lentes de arcilita (**ver Fig. 4.3**).

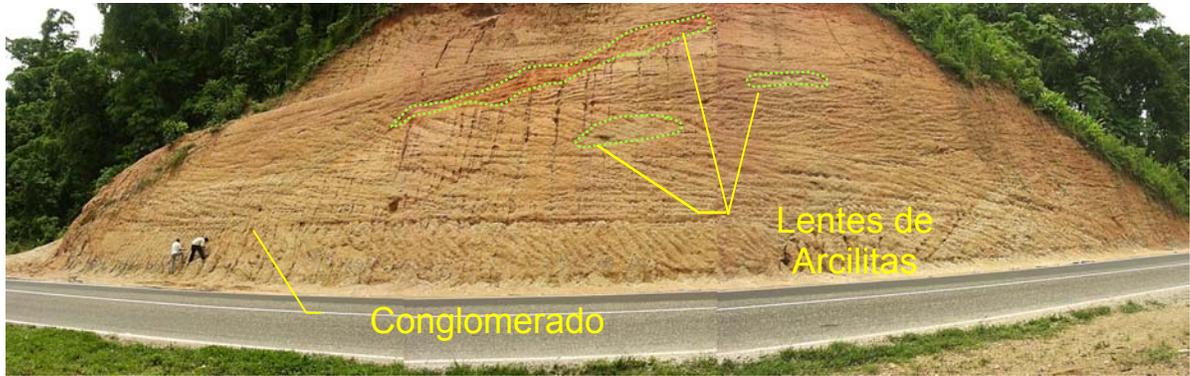


Fig. 4.3 Vista panorámica del afloramiento Tap-01. Observe la sección conglomerática con lentes de arcilitas. Foto tomada en la carretera hacia oriente a 2 Km de la población de Tapipa. Foto con rumbo N10°W.

El conglomerado esta conformado principalmente por clastos de guijarros gruesos y en menor proporción de peñas finas, los tamaños menores a estos rangos están formando la matriz. Presentan una distribución caótica con un empaquetamiento muy pobre. Los clastos son bien redondeados teniendo en su mayoría formas esféricas y elipsoidales. Están compuestas por cuarzo en un 90% y esporádicamente por fragmentos redondeados de rocas arcillosas, posiblemente pizarras altamente meteorizadas. La matriz esta compuesta principalmente por granos tamaño arcilla y limo de color rojizo a anaranjado.

Tap-02: se ubica en los bordes de la carretera Nacional hacia oriente antes del pueblo de Tapipa. Este afloramiento es muy parecido a **Tap-1** y consiste en una sección conglomerática intercalada con una cantidad considerable de niveles continuos y lentes de arcilita, diferenciándose de **Tap-1** por su mayor tamaño de clastos y su mayor contenido de arcilitas (**ver Fig. 4.4**).

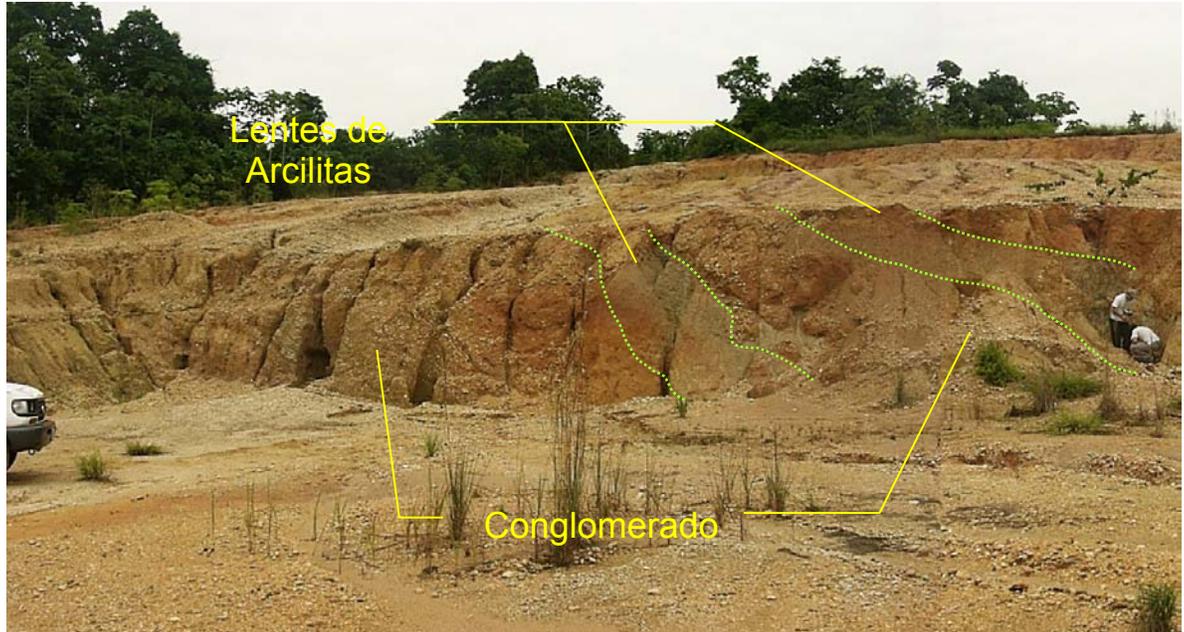


Fig. 4.4 Vista panorámica del afloramiento Tap-02. Obsérvese los conglomerados y los lentes de arcillitas. (Foto tomada en la carretera Nacional vía oriente con rumbo N80°W).

La sección comienza con un conglomerado de guijarros gruesos que presenta un escogimiento medio y los clastos son bien redondeados de forma esferoidal, elipsoidales y en menor proporción cilíndricos alargados. Está conformado principalmente por cuarzo y en menor proporción por fragmentos de rocas metamórficas muy meteorizadas, posiblemente pizarras y algunos fragmentos de esquistos moscovíticos (sericíticos) muy pequeños, de menos de 1 cm. Además, pueden encontrarse fragmentos de rocas de textura afaníticas, posibles ftanitas, de color negro o gris oscuro, a veces con gran cantidad de venas de cuarzo en su interior. La matriz es arcillosa de colores rojo y ocre (anaranjado).

Las arcillitas se presentan como niveles introducidos dentro del conglomerado y son de color gris que meteoriza a gris claro y ocre. Son masivas y de consistencia pastosa. Los espesores de los lentes varían entre 1 y 1,5 m. En algunos de estos niveles de arcillita su continuidad lateral no se observa claramente, teniendo en algunos casos una forma lenticular.

Tap-03: se ubica al suroeste del pueblo de Tapipa, y es uno de los afloramientos más extenso y completo de la zona. Este afloramiento consiste en una secuencia semi-cíclica de conglomerados, areniscas gruesas y arcilitas (**ver Fig. 4.5**).

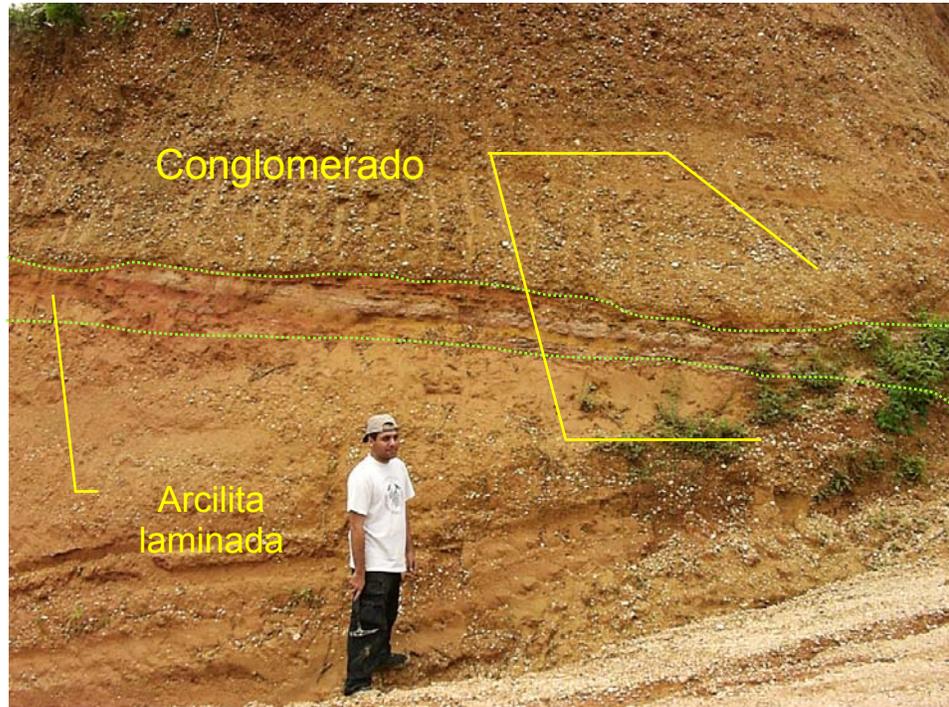


Fig. 4.5 Afloramiento Tap-03 en el cual se observa una arcilita en contacto abrupto entre secuencias de conglomerados. Capas con dirección N35°W 10°N. Foto tomada en la carretera Nacional hacia oriente en las cercanías de Tapipa Grande, con rumbo N10°W.

La sección aflorante cuenta con unos 20 metros de espesor. Comienza en la base con un conglomerado de 3,5 m de espesor, el cual está compuesto por guijarros gruesos y algunas peñas gruesas de hasta 20 cm. Los clastos presentan una distribución caótica y exhiben formas elípticas, esféricas y discoidales, con buena redondez. Son principalmente de cuarzo. Su matriz es arenosa y arcillosa de color rojizo y anaranjado. La fracción arenosa está compuesta principalmente de cuarzo, aunque se observan algunos fragmentos de metamórficas o volcánicas afaníticas.

Hacia el tope se observa un contacto abrupto con unas arcilitas suprayacentes bien laminadas de unos 30 centímetros de espesor y de colores rojizo y naranja con un fino

nivel de color gris muy oscuro, probablemente con gran cantidad de materia orgánica. Por encima de estas se observan unas areniscas muy gruesas a conglomeráticas de gránulos con estratificación paralela y cruzada. Estas areniscas tienen apariencia de pequeños canales con espesores que varían entre 1 y 2 metros y en las cuales internamente pueden observarse unos lentes de conglomerados y de arcilitas. En algunas zonas, las areniscas se observan cortando al conglomerado y las arcilitas. Estas son poco consolidadas, con colores beige y anaranjado que meteorizan a color marrón. En muchos casos se observan bandeamientos de colores rojo de oxidación y beige. Están compuestas principalmente por cuarzo, feldespatos y micas.

Las arcilitas en general son masivas y algunas finamente laminadas, las cuales mantienen una continuidad a lo largo de la sección, pero tienden a variar su espesor entre 20 y 30 centímetros, hasta casi 1 m. La mayoría tienen forma lenticular. Algunas de estas arcilitas contienen algunos gránulos y guijarros de cuarzo en su interior. Hacia el tope del afloramiento la secuencia se hace repetitiva. Esta se repite dos o tres veces de base a tope en el afloramiento. En todos los casos se observan los contactos abruptos entre los conglomerados y las arcilitas que infrayacen o suprayacen los mismos (**ver Fig. 4.6**).

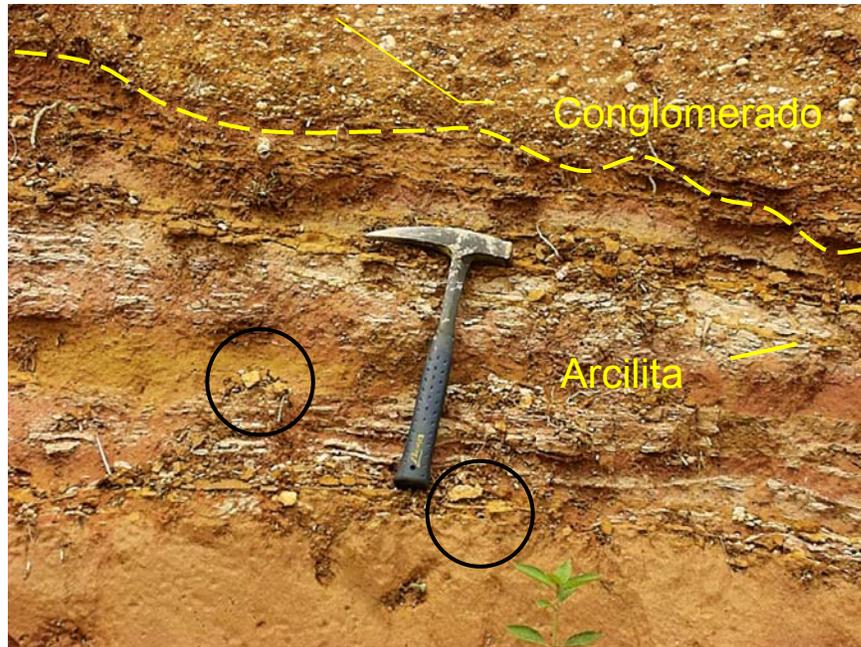


Fig. 4.6 Detalle de las arcilitas laminadas que contienen algunos clastos conglomeráticos de cuarzo. Obsérvese el contacto abrupto con el conglomerado suprayacente. Foto tomada en la carretera Nacional hacia oriente en las cercanías de Tapipa Grande.

C-01: Esta ubicada en las cercanías de Cerro Cumbito, en el poblado de El Socorro (ver Fig. 4.7). Esta sección tiene un espesor total de 15 metros y presenta una orientación general de $N43^{\circ}W18^{\circ}N$ y consta de conglomerados intercalados con areniscas poco consolidadas y escasos lentes de arcilitas (ver Fig. 4.8).

Los conglomerados están compuestos en un 90% por clastos de cuarzo bien redondeados y que tienen formas esféricas, cilíndricas y en algunos casos discoidales. El 10% restante está compuesto por fragmentos de rocas volcánicas y metamórficas. Estos granos son principalmente de guijarros gruesos y peñas gruesas y presentan una distribución caótica. La matriz es generalmente de arena gruesa a media con un color marrón claro que meteoriza a marrón oscuro y está compuesta principalmente por granos de cuarzo y feldespato alcalino.

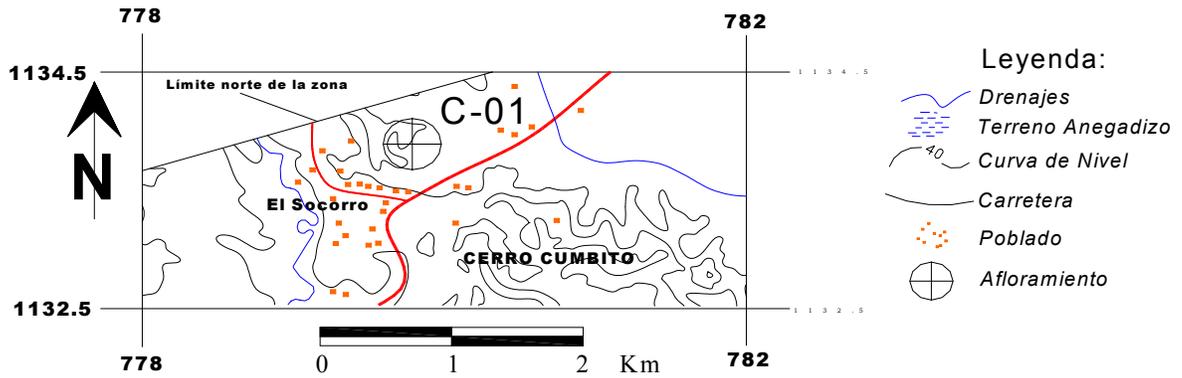


Fig. 4.7 Mapa de ubicación del afloramiento C-01 perteneciente a la sección de Tapipa. Coordenadas en UTM en miles de metros.



Fig. 4.8 Afloramiento C-01: secuencia de conglomerados, areniscas y lentes de arcilitas. Foto tomada en la carretera Nacional hacia oriente en las cercanías de Cerro Cumbito. Foto con orientación E-W.

Las areniscas son de grano grueso, compuestas por cuarzo y feldespatos y son poco consolidadas. Éstas a menudo tienen forma lenticular y su espesor máximo es de 0,8 m. También se observan lentes de arcilitas de espesores que no sobrepasan los 1,5 m

y de color gris claro que en algunos casos se intercalan con las areniscas, pero por lo general están dentro de los paquetes de conglomerados (ver Fig. 4.9).



Fig. 4.9 Detalle de un lente de lutita dentro del paquete de conglomerados. Foto tomada en la carretera Nacional hacia oriente en las cercanías de Cerro Cumbito. Capas con orientación N43°W18°N.

4.2.3 SECCIÓN DEL RÍO PANAQUIRE

Generalidades: Esta sección corresponde al levantamiento de los afloramientos encontrados en el río Panaquire, el cual se encuentra en las cercanías del pueblo de Panaquire del cual deriva su nombre (ver Fig. 4.10). Este río es un tributario del río Tuy y presenta un drenaje de tipo rectilíneo en su parte alta, cambiando a meandriforme en la parte baja de su recorrido. La sección consiste principalmente en intercalación de conglomerados, arcilitas y areniscas, con algunas limolitas en proporciones casi despreciables. Los conglomerados son más frecuentes en la base, haciéndose estos ausentes hacia el centro de la sección donde las arcilitas, las areniscas y en menor proporción la limolitas, son dominantes. Las areniscas dominan hacia el tope de la sección. Estos estratos mantienen una orientación N25°W con variaciones máximas de 5° hacia el oeste, y buzamientos que van desde 22° y 26° de base a tope, con la excepción de uno de los estratos de arcilitas en el cual se obtuvo una orientación de N10°E16°S.

En general las rocas resultaron ser estériles en fósiles, y la sección descansa aparentemente de forma inconforme sobre metamórficas formadas por esquistos de color verde que meteoriza a marrón oscuro.

Descripción Litológica: Justo sobre las rocas metamórficas, se observan unas limolitas de color rojo ladrillo, poco consolidados con un alto porcentaje de arcillas y con alto contenido de clastos conglomeráticos de guijarros medios y gruesos distribuidos de forma caótica. La mayoría de los clastos son de rocas metamórficas (esquitos y filitas) y algunos son concreciones de apariencia arcillosa. Los clastos varían en toda su gama de tamaños desde 2 mm (arena gruesa) hasta peñones gruesos de 30 cm. Hacia el tope se observa un conglomerado más compacto de 2 metros de espesor. Se encuentra sobre el basamento metamórfico nombrado anteriormente, pero no se observa el contacto. Por su aparente horizontalidad no parece pertenecer al mismo grupo litológico de rocas basculadas que se encuentran aflorando a lo largo de la quebrada. Sin embargo se describen aquí por pertenecer a esta zona.

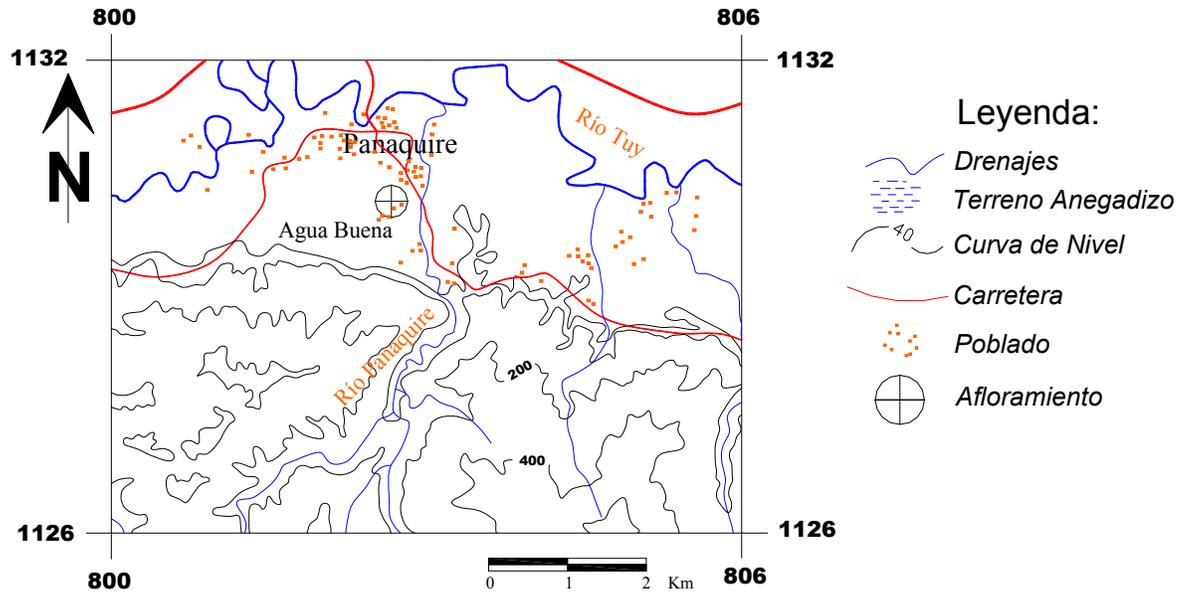


Fig. 4.10 Mapa de ubicación de la sección del río Panaquire. Coordenadas en UTM en miles de metros.

La sección basculada comienza con unas arcilitas con meteorización hidromórfica, y de color gris, de apariencia masiva. Un poco más hacia el tope comienza a observarse la intercalación de las lutitas hidromórficas de color gris con los conglomerados. Los conglomerados están compuestos por clastos de cuarzo y concreciones oxidadas de guijarros gruesos y peñas finas que alcanzan un tamaño máximo de 13 centímetros, muchos son de color negro producto de la oxidación. Hacia el tope, a 3 metros por encima de los conglomerados, se observa una arcilita de color gris muy claro, también hidromórfica, con concreciones negras oxidadas que no sobrepasan los 5 cm de diámetro. Esta porción de la sección tiene unos 6 metros de espesor.

Suprayacentes a estas arcilitas se observan unos 10 metros de espesor de otra secuencia de conglomerados y arcilitas. El primero es un conglomerado de guijarros finos a medios de composición cuarzosa. La matriz está compuesta por arena y arcilla y es poco consolidada, la cual es de color marrón rojizo que meteoriza a marrón oscuro. Este tiene un espesor de 1 m y es seguido por una arcilita laminada de color gris claro que meteoriza a gris y/o anaranjado (hidromórfica) y que tiene un espesor

de 1 m (ver Fig. 4.11). Esta subyace a un conglomerado de guijarros medios que presenta estratificación gradada, llegando a gránulos hacia el tope. Los clastos más gruesos son bien redondeados y los más finos son angulares. La matriz que es arenosa y arcillosa es de color rojo ladrillo, meteorizando a un color marrón oscuro. El mismo está pobremente empaquetado y se observan unos niveles de óxidos paralelos a la estratificación (ver Fig. 4.12). Este tiene un espesor de 8 metros.



Fig. 4.11 Conglomerado cuarzoso de matriz arenosa y arcillosa en contacto abrupto con una arcilita laminada con meteorización hidromórfica. Foto tomada en la Qda. Panaquire, con rumbo N80°W.

La secuencia continúa con unas arcilitas con meteorización hidromórfica que subyacen a una secuencia de areniscas y arcilitas. Las areniscas son masivas con incipiente laminación, las mismas presentan un color marrón claro que meteoriza a marrón oscuro. Estas areniscas son de grano medio a fino, compuestas por cuarzo y micas principalmente. Las mismas se hacen granodecipientes hacia el tope alcanzando una fina estratificación paralela, alcanzando un espesor de 2 metros. Suprayacente se observa una arcilita masiva de 50 centímetros y de color gris oscuro

que meteoriza a gris claro, esta es la última roca que aflora en esta sección la cual se encuentra al final del río Panaquire a unos 20 m de su desembocadura en el río Tuy.

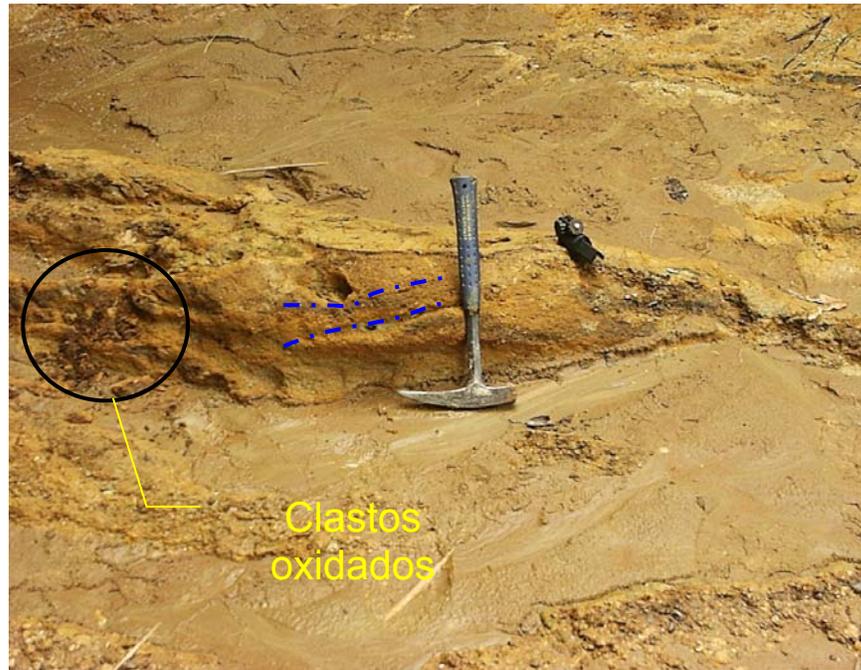


Fig. 4.12 Detalle de las superficies de oxidación paralelas a la estratificación del conglomerado. Obsérvese los clastos oscurecidos producto del óxido, centro izquierda. Foto tomada en la Qda. Panaquire.

En el pueblo de Agua Buena, a unos 300 metros de la intersección de la carretera Panaquire-Agua Buena con el río Panaquire, se observa una secuencia de conglomerados, areniscas muy finas y arcilitas, con características litológicas muy parecidas a las rocas encontradas en el río Panaquire, pero con orientaciones $N30^{\circ}W$ $31^{\circ} N$ (ver Fig. 4.13). Por lo tanto, por estar en la zona y tener características similares con las rocas encontradas en el río Panaquire son ubicadas en el mismo grupo litológico.



Fig. 4.13 Parte de la sección aflorante en las cercanías de Agua Buena. Obsérvese los contactos entre las arcilitas y los conglomerados. Foto tomada en el pueblo Agua Buena, con rumbo N40°W.

En general el afloramiento es de conglomerados rojizos con capas de arcilitas y limolitas laminadas de 50 cm. de espesor, las cuales tienen esporádicamente algunos guijarros medios de cuarzo en su interior. Alrededor de las capas de arcilitas se presentan capas de areniscas conglomeráticas de gránulos, que tienen espesores de 20 centímetros y son lenticulares. El espesor total de la secuencia es de unos 20 metros.

La secuencia consiste en: conglomerados de guijarros medios y gruesos y peñas finas de color marrón claro que meteorizan a marrón oscuro, con oxidaciones que dan una tonalidad vinotinto y de matriz arenosa. La secuencia es grano decreciente hasta pasar a arenisca gruesa en el tope.

Esta arenisca es poco consolidada, compuesta por cuarzo, fragmentos de rocas metamórficas afaníticas (filitas) y feldespatos, alcanzando un espesor de 2 metros. Por encima se encuentra una arenisca muy fina de color marrón oscuro a gris que meteoriza a marrón claro. Las mismas presentan una incipiente laminación cruzada hacia el tope con bandeamientos oxidados y tiene un espesor de 3 metros (**ver Fig.**

4.14). Esta se encuentra en contacto concordante en el tope con un arcilita gris bien estratificada de 80 centímetros de espesor, la cual a su vez está en contacto abrupto erosivo en el tope con un conglomerado de guijarros medios de color rojizo, el cual tiene una matriz de arcilla y arena (**ver Fig. 4.15 y Fig. 4.16**). El conglomerado es grano decreciente hacia el tope donde su matriz se hace netamente arcillosa. Seguido a este se observa un conglomerado rojizo muy parecido al anterior, con clastos de formas discoidales y cilíndricas que se encuentran distribuidos caóticamente. Cuenta con un espesor de 5 metros.



Fig. 4.14 Detalle de la laminación paralela de las areniscas finas en la sección ubicada en el pueblo de Agua Buena. Foto con rumbo N40°W.

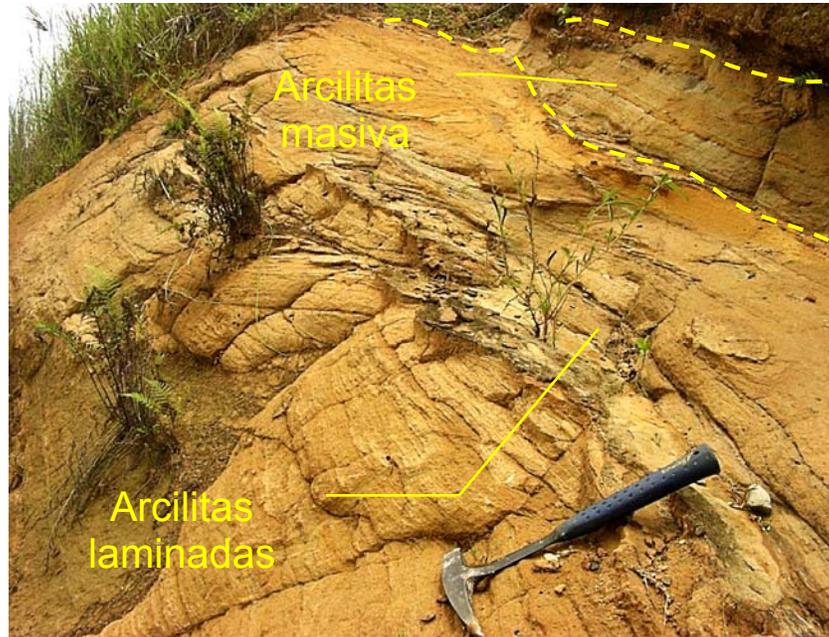


Fig. 4.15 Obsérvese el contacto de las areniscas finas laminadas en la base con las lutitas laminadas grises del tope, y a su vez el contacto abrupto de esta última con los conglomerados en el tope. Foto tomada en el pueblo Agua Buena, con rumbo S58°W.

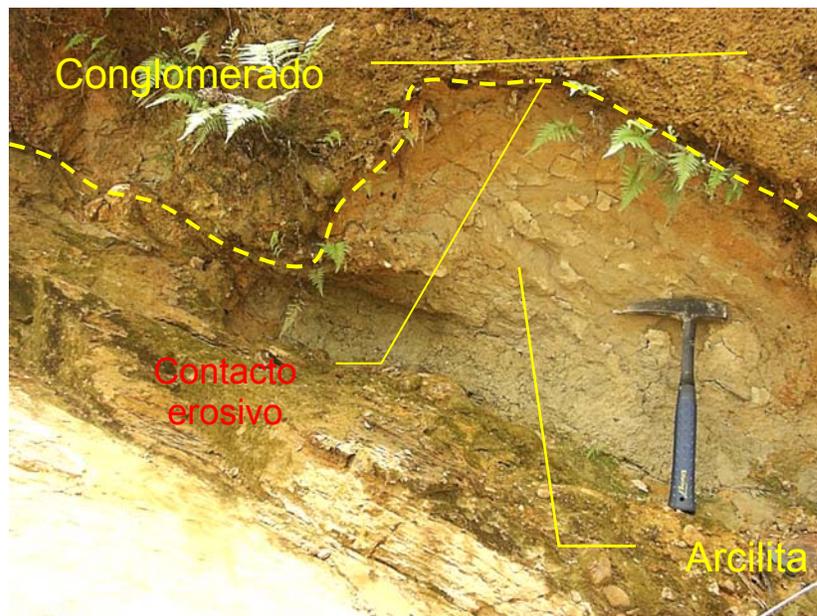


Fig. 4.16 Contacto erosivo entre la arcilita y el conglomerado suprayacente.
Foto tomada en el pueblo Agua Buena, con rumbo N40°W.

4.2.4 SECCIÓN QUEBRADA EL SAPO

Generalidades: esta sección se ubica en la quebrada El Sapo, la cual pasa cerca de la población de El Sapo y es tributaria del río Tuy (**ver Fig. 4.17**). Esta quebrada presenta un recorrido sur –norte con un drenaje del tipo rectilíneo y un patrón de drenaje con sus afluentes de tipo dendrítico. La sección consiste en una serie de afloramientos esporádicos, que se encuentran a lo largo del recorrido de la quebrada, en los que afloran una serie de conglomerados, areniscas y arcilitas, mal consolidados, en los que las arcilitas constituyen la litología más representativa.

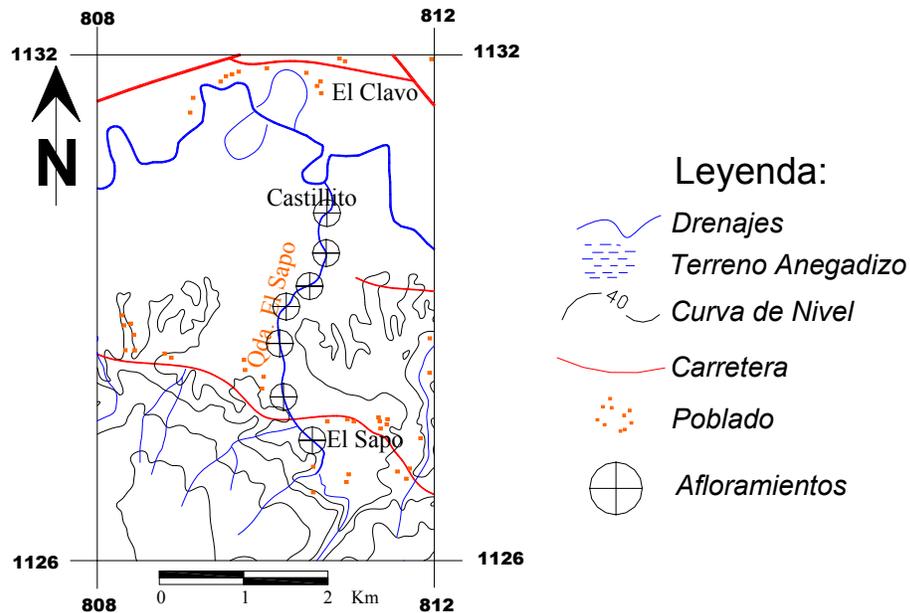


Fig. 4.17 Mapa de ubicación de la sección del río El Sapo. Coordenadas en UTM en miles de metros.

Descripción Litológica: esta sección se encuentra representada principalmente por conglomerados de colores marrón claro y/o grisáceo, los cuales meteorizan a marrón verdoso, areniscas de grano grueso y arcilitas, las cuales se encuentran especialmente hacia el tope de la sección.

La sección comienza con un conglomerado de color marrón grisáceo que meteoriza a marrón verdoso. Se encuentra conformado por peñas finas y gruesas de cuarzo con formas discoidales y son sub-redondeados. Presenta una matriz arcillosa altamente meteorizada. Se observa estratificación cruzada, la cual se acuña hacia el sur, mostrando un espesor de 2 m. Siguiendo el curso de la quebrada se encuentra un afloramiento conformado por una secuencia sedimentaria de conglomerados y areniscas. En la base hay un conglomerado con las mismas características del descrito anteriormente. Por encima de este conglomerado se observa una arenisca gruesa de color marrón rojizo que meteoriza a marrón claro. Dentro de la cual se encuentran algunos guijarros gruesos de roca metamórfica (filitas). Presenta estratificación gradada, haciéndose más gruesa hacia el tope. En el tope aflora un conglomerado de color marrón rojizo que meteoriza a marrón claro, bien empaquetado con una matriz arenosa y conformado por guijarros medios a gruesos de rocas metamórficas, teniendo como promedio un tamaño de 4 cm. Éste está en contacto gradacional con la arenisca subyacente. El conglomerado presenta un leve buzamiento de 5° hacia el norte.

Suprayacente, aflora una secuencia de arcilitas y areniscas. Esta secuencia presenta en la base una arcilita masiva de color gris claro que meteoriza a marrón claro. Presenta niveles o zonas de color negro, conformados por posible materia orgánica. Continúa con una arenisca media a gruesa de color marrón grisáceo que meteoriza a marrón claro. Esta conformada por fragmentos de rocas metamórficas, cuarzo y algunas plagioclasas. Por encima se encuentran unos niveles conglomeráticos de guijarros medios de color marrón claro, los cuales están conformados por fragmentos de rocas metamórficas. Estos conglomerados aparentan ser el relleno de canales.

Siguiendo el curso de la quebrada se observan una serie de afloramientos (cinco en total), los cuales están conformados por arcilitas masivas de color marrón claro a grisáceo el cual meteoriza a marrón oscuro. Estas arcilitas muestran las mismas características aunque algunas presentan una meteorización hidromórfica. En uno de los afloramientos se encuentra un lente de conglomerado de guijarros gruesos con

características similares a los descritos anteriormente, siendo el lente de unos 3 m de largo con espesor máximo de un metro. Casi en el tope de la sección, hay una limolita de color gris moteado que meteoriza a marrón oscuro, la cual presenta una laminación paralela en algunos sitios, siendo de carácter masivo en el resto del afloramiento. En el tope aflora una arcilita con laminación incipiente de color gris claro que meteoriza a tonalidades rojizas (oxidado).

4.2.5 SECCIÓN LOS COLORADOS

Generalidades: esta sección se ubica en la carretera que transcurre desde la población de El Colorado hasta la población de San Juan, la cual se ubica en la carretera hacia oriente a 5,5 Km al oeste de la población de Río Chico (ver Fig. 4.18). La sección consiste en una serie de afloramientos antrópicos, conformados principalmente por conglomerados, arcilitas y areniscas.

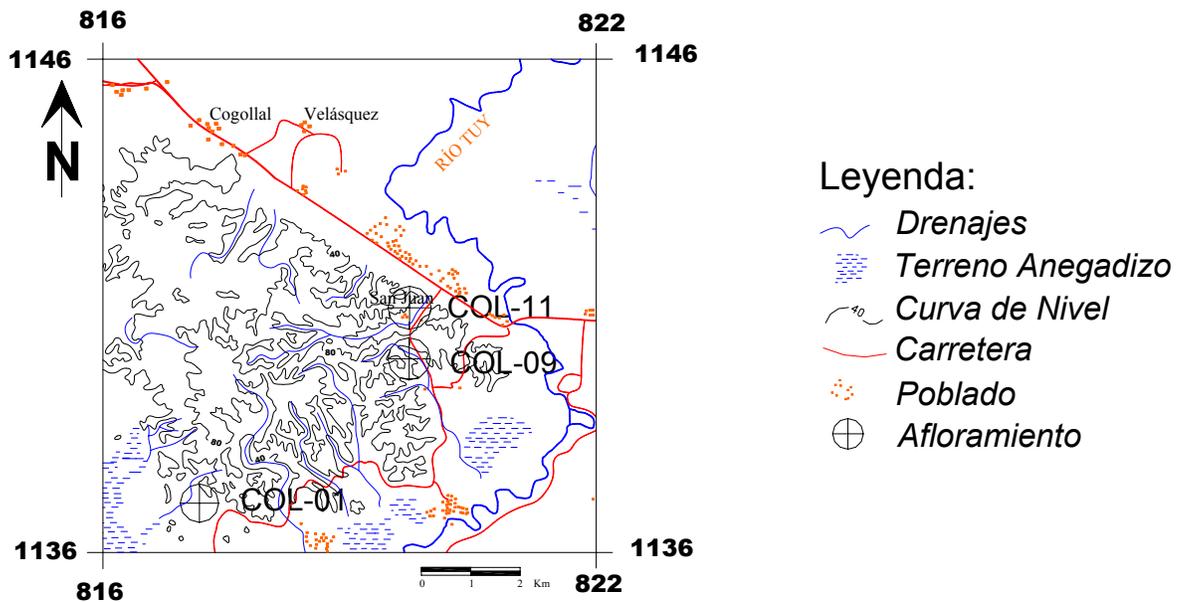


Fig. 4.18 Mapa de ubicación de la sección Los Colorados. Coordenadas en UTM en miles de metros.

Descripción Litológica: a lo largo de la carretera se encuentran once (11) afloramientos antrópicos, los cuales exhiben principalmente capas de conglomerados, arcilitas y una considerable proporción de areniscas. Las capas presentes en los afloramientos son de carácter subhorizontal. A continuación se describen los tres (3) afloramientos más resaltantes:

Col-01: está ubicado a 1,3 Km al norte de la población de El Colorado (ver Fig. 4.18). Este afloramiento consiste de un conglomerado en la base, con 1,6 m de

espesor, compuesto de clastos de cuarzo, fragmentos de rocas metamórficas, redondeados a subangulares y una matriz de arena media. Siguiendo en secuencia, aflora una arenisca de grano medio de 2 m de espesor con lentes de conglomerados de guijarros formados por cuarzo. Luego se observa una capa de arcilita de 0,5 m de espesor. Por encima de esta se encuentra otra secuencia de conglomerados y areniscas terminado hacia el tope con una capa de arcilita de 0,4 m de espesor (ver Fig. 4.19).



Fig. 4.19 En la fotografía se puede observar la base conglomerática y la arenisca en el tope. Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José, con orientación S70°W.

Col-09: se encuentra ubicado a 11,6 Km al norte de la población de El Colorado (ver Fig. 4.18). Consiste en una secuencia de conglomerados y arcilitas intercaladas.

En la base de la secuencia se encuentra un conglomerado de color rojizo que meteoriza a marrón verdoso. Presenta una matriz de arena gruesa y de color rojizo. Los clastos varían desde gránulos hasta peñas gruesas, pero dominan los guijarros gruesos, teniendo un promedio de 5 cm. Estos clastos son bien redondeados y presentan forma cilíndrica y en algunos casos discoidal. El conglomerado presenta

una estratificación gradada, la cual se hace más fina hacia el tope y una incipiente estratificación paralela (ver Fig. 4.20). Dentro del conglomerado, se encuentran lentes de arcilitas masivas de color vino tinto. Este conglomerado tiene un espesor de 3,5 m.



Fig. 4.20 Obsérvese el conglomerado de matriz arenosa con estratificación paralela. Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José.

Una arcilita masiva suprayace al conglomerado antes descrito, la cual es de color gris claro que meteoriza a vino tinto con algunas tonalidades de gris. Dentro de esta, hay un lente de conglomerado de guijarros gruesos, el cual corresponde a la descripción anterior. Se observan superficies de oxidación, las cuales separan a la arcilita del conglomerado subyacente y de la arenisca suprayacente. Presenta un espesor de 3 m.

Suprayacente a la arcilita aflora una capa de arenisca gruesa, poco compacta y muy friable de color marrón oscuro que meteoriza a marrón claro, compuesta principalmente por cuarzo, algunos feldespatos y micas. Presenta laminación paralela en la base de la capa y entre las laminaciones se observan bandas oxidadas (**ver Fig. 4.21**). En la parte superior de la capa se observa estratificación cruzada curvada hacia el tope de la secuencia. Esta arenisca pasa transicionalmente a un conglomerado de gránulos y guijarros medios que tiene un espesor de 1,5 m (**ver Fig. 4.22**).



Fig. 4.21 Arenisca gruesa con laminación paralela. Obsérvese las bandas de oxidación lo largo de la laminación. Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José.

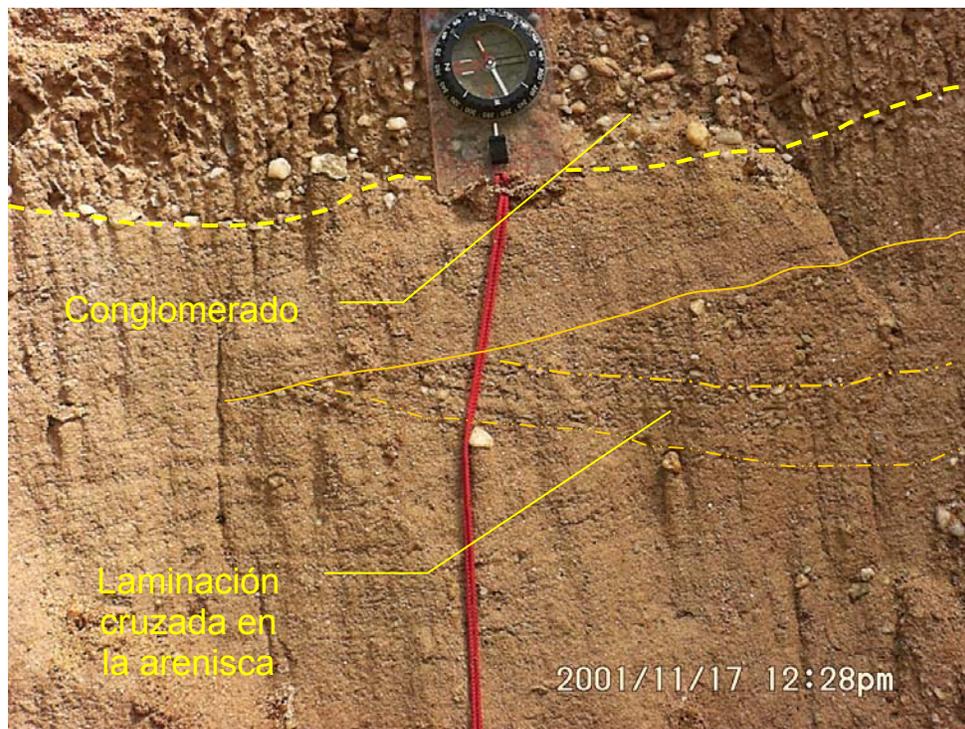


Fig. 4.22 Obsérvese la laminación cruzada festoneada en la arenisca y el contacto con el conglomerado suprayacente. Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José.

En el tope de la secuencia se encuentra un conglomerado de color marrón claro, el cual meteoriza a tonalidades púrpuras más oscuras. Está compuesto principalmente por cuarzo (con algunos granos que presentan manchas oscuras) y fragmentos de rocas metaígneas y metamórficas. Estos granos son de gujarros medios, presentando forma esférica y una buena redondez. La distribución de los clastos es caótica. La matriz es arcillosa y presenta un espesor de 1,5 m (ver Fig. 4.23).



Fig. 4.23 Conglomerado de matriz arcillosa del tope de la secuencia. Obsérvese el color de la matriz y la forma y redondez de los guijarros medios que conforman el mismo.
Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José.

Col-11: se encuentra ubicado a 12,6 Km de la población de El Colorado, en la entrada del pueblo de San Juan (**ver Fig. 4.18**). En general el afloramiento presenta 3 secuencias grano decrecientes formadas por conglomerados, areniscas y terminadas con arcilitas con espesores de 5 m cada una. La secuencia de base a tope consiste en un conglomerado de guijarros medios y en menor proporción de peñas gruesas, y tiene un espesor de 3 m el cual es de color marrón oscuro con colores rojizos que meteoriza a marrón claro. Presenta matriz arenosa de grano grueso, con clastos de rocas metamórficas y cuarzo. Estos clastos presentan forma discoidal, con una buena redondez. La distribución de los clastos es caótica, aunque en el tope de la capa se observa una imbricación de los granos. Esta capa tiene un espesor de 3 m (**ver Fig. 4.24**).



Fig. 4.24 Vista panorámica del afloramiento Col-11. Obsérvese la secuencia grano decreciente que termina en el tope con una arcilita. Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José con orientación E-W.

Por encima se encuentra una arenisca con lentes conglomeráticos de guijarros de unos 2 m de espesor, de color marrón el cual meteoriza a tonalidades rojizas. Esta arenisca presenta una alta densidad de empaquetamiento, la cual aumenta hacia el tope de la capa. Se encuentra compuesta principalmente por granos de cuarzo y se observan algunos fragmentos de rocas metamórficas. Estas areniscas tienen bandeamientos de óxidos, donde resaltan estructuras internas con formas en espiral, circulares y convoluta, las cuales observan en todas las arenas de la secuencia. Estas estructuras evidencian procesos de licuación cuando el sedimento arenoso estaba saturado de agua y aún sin compactar (deformaciones sinsedimentarias inducidas por sismos, de las cuales se hablará en el capítulo 5); (ver Fig. 4.25 y Fig. 4.26).



Fig. 4.25 Detalle de los bandeamientos oxidados de formas circulares. La escala está representada por la punta de una piqueta en la esquina superior derecha.
Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José.



Fig. 4.26 Detalle de los bandeamientos oxidados, nótese la diferencia de formas (convoluta) respecto a los mostrados en la foto anterior.(moneda de 1,5 cm de diámetro usada como escala)
Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José.

Suprayace, una capa de arcilita masiva de 2 m de espesor de color fresco gris claro a ocre. Estas arcilitas corresponden a los topes de cada secuencia granodecreciente, las cuales son truncadas en el tope por otra secuencia. Estos contactos erosivos, pertenecen a momentos de no depositación y posterior erosión, formando hiatos locales y discontinuidades intraformacionales.

4.2.6 SECCIÓN DE CARRETERA ENTRE LA POBLACIÓN DE EL GUAPO Y LA POBLACIÓN DE PALO BLANCO

Generalidades: esta sección se encuentra ubicada en la carretera Nacional hacia Oriente entre la población de El Guapo y la población de Palo Blanco (ver Fig. 4.27). Comprende una serie de afloramientos antrópicos, los cuales exhiben principalmente secuencias de ambiente continental conformadas por conglomerados y arcilitas en su mayoría.

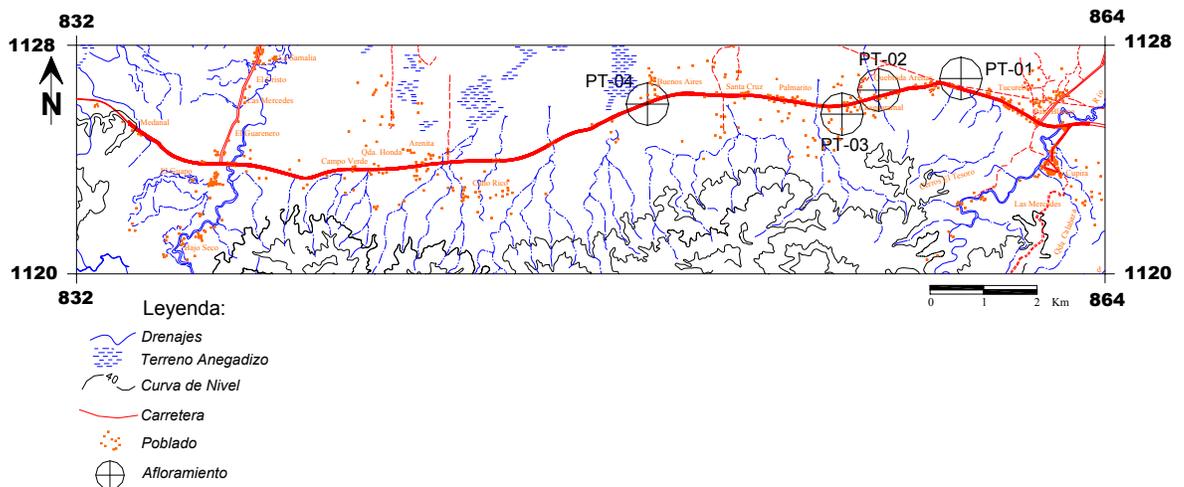


Fig. 4.27 Mapa de ubicación de la sección de carretera entre la población de El Guapo y la población de Palo Blanco. Coordenadas en UTM en miles de metros.

Descripción Litológica: en el recorrido de la carretera se encuentran cuatro (4) afloramientos en los cuales se exhiben principalmente conglomerados y arcilitas, siendo los conglomerados gruesos en su mayoría con tamaños de grano que van desde gránulos hasta peñones finos. Las arcilitas son de colores claros en su mayoría y de carácter masivo. También se encuentran en menor proporción areniscas de grano fino y conglomeráticas. En uno de estos afloramientos se observa una limonita en la

base. A continuación se describen los afloramientos más resaltantes, de este a oeste (ver Fig. 4.27):

Pt-01: se ubica a unos 2,8 Km hacia el oeste del puente sobre el río Cúpira (ver Fig. 4.27). Presenta una secuencia de capas de conglomerados y areniscas subhorizontales y con un espesor total de 12 m. En la base de la secuencia se encuentra un conglomerado de 4,5 m donde dominan las peñas gruesas pero contiene una cantidad considerable de peñones finos. Presenta matriz arenosa (arena media a gruesa) y tiene una distribución caótica de clastos, los cuales son bien redondeados. Los clastos están compuestos por cuarzo, fragmentos de rocas volcánicas (de color negro) y filitas. Presenta un color grisáceo, el cual meteoriza a marrón claro, especialmente en la matriz.

Suprayace, una arenisca mal consolidada de grano fino, de 2 m de espesor, cuyos granos son de cuarzo, y con un buen escogimiento. Presenta un color gris claro que meteoriza a marrón claro.

Estratigráficamente por encima, se observa un conglomerado de 0,5 m de espesor formado por guijarros gruesos y una pequeña cantidad de peñas gruesas. Presenta un alto grado de empaquetamiento y un escogimiento de medio a moderado. Está compuesto principalmente por cuarzo, fragmentos de rocas volcánicas (de color negro) y filitas. Se observan niveles de oxidación y uno de ellos marca el contacto con la arenisca subyacente. Presenta estratificación gradada y una matriz arenosa. Exhibe un color grisáceo, el cual meteoriza a marrón claro. En la parte superior de la capa se encuentra un lente de arenisca fina.

Suprayacente se encuentra una arenisca conglomerática con un escogimiento pobre y fragmentos subangulares. Presenta dos niveles de conglomerados con clastos de un promedio de 2-3 cm. Estos conglomerados se ubican en la base y en la mitad de la capa. Presenta un color marrón claro.

Pt-02: este afloramiento se encuentra a 5,7 Km hacia el oeste del puente sobre el río Cúpira (ver Fig. 4.27). Presenta un espesor de unos 6 m. Está compuesto en su mayoría por arcilitas masivas de color gris claro, las cuales meteorizan a marrón claro. Presenta dos niveles de conglomerados de unos 20 a 30 cm de espesor, formado por guijarros gruesos y peñas finas y gruesas que llegan hasta 15 cm. Presenta un alto grado de empaquetamiento y un escogimiento medio a moderado. Esta compuesto principalmente por cuarzo, fragmentos de rocas volcánicas (de color negro) y filitas. Estos niveles se encuentran en la sección media y superior del afloramiento y los niveles más bajos presentan forma de canal.

Pt-03: se encuentra ubicado a 6 Km hacia el oeste del puente sobre el río Cúpira (ver Fig. 4.27). Es una sección de 1m de espesor que consta de una base conglomerática de guijarros con matriz de arena gruesa, seguida de una arcilita masiva de 0,5 m de espesor y de color gris claro, que meteoriza a marrón claro. Por encima se encuentra un conglomerado de 0,5 m de espesor. Esta pequeña secuencia presenta una orientación de N85°E30°N.

Pt-04: se encuentra ubicada a 13,8 Km hacia el oeste del puente sobre el río Cúpira. El afloramiento tiene 5 m de espesor. Consta de una limolita en la base de la secuencia de 1,2 m de espesor de color marrón grisáceo que meteoriza a marrón claro. Presenta concreciones de óxido de hierro de hasta 3 cm. Por encima se encuentra una lutita laminar de 2 m de espesor y de color gris claro que meteoriza a marrón oscuro. Dentro de la lutita se encuentran algunos restos de materia orgánica y se observan unas posibles marcas de hojas, muy deterioradas.

En el tope de la secuencia se encuentra una arcilita de color gris claro que meteoriza a marrón claro con algunos niveles de materia orgánica en la zona media de la capa. Presenta un espesor de 2 m.

4.3 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS LITOLOGÍAS

Generalidades: A lo largo de la franja meridional de la cuenca de Barlovento, se pueden observar variaciones laterales en las rocas que la conforman. Estas variaciones radican principalmente en cambios de proporciones y cantidades de material clástico que componen dichas rocas y los cambios de proporción entre las diferentes litologías, ya sean arcilitas, areniscas o conglomerados.

Por lo tanto es importante definir aspectos sobre la distribución espacial de estas rocas en la cuenca, haciendo un análisis de su variación en área y en profundidad.

4.3.1 ANÁLISIS DE LAS SECCIONES LEVANTADAS EN CAMPO

En campo se levantaron un total de seis (6) secciones en zonas específicas antes descritas (ver capítulo 4.2). Algunas de estas secciones tienen características litológicas parecidas entre ellas, pero con algunas variaciones, principalmente en su contenido de conglomerados, areniscas y arcilitas.

Entre los afloramientos más importantes de estas secciones se tienen (**ver Fig. 4.28**).

Sección	Afloramientos resaltantes	Espesor Total en metros	Espesor Individual en metros	% Contenido de conglomerados	% Contenido de areniscas	% Contenido de Arcilitas
Tapipa	Tap-03	18,3	Con:10,614, Arn:6,039, Arc:1,647	58	33	9
	C-01	10	Con:5 , Arn:4,1 , Arc:0,9	50	41	9
Río Panaquire	Panaquire	98	Con:49 , Arn:19,6 , Arc:29,4	50	20	30
Los Colorados	Col-01	10	Con:4,6 , Arn:4 , Arc:1,4	46	40	14
	Col-09	9,5	Con:4,475, Arn:1,52, Arc:3,505	47	16	37
	Col-11	16	Con:6,4 , Arn:7,6 , Arc:2	40	47,5	12,5
Carretera entre El Guapo y Palo Blanco	Pt-04	5	Con:1,375, Arn:3,6 , Arc:0,025	26,5	72	1,5

Fig. 4.28 Tabla resumen de los afloramientos más importantes y los porcentajes de las diferentes litologías que los componen. Arn = Areniscas, Arc = Arcilitas y Con = Conglomerados.

Para discutir la distribución lateral de los grupos litológicos encontrados en superficie, se hizo un barrido de oeste a este, a lo largo del extremo meridional de la cuenca de Barlovento, destacando las diferencias litológicas de cada zona.

En el extremo oeste de la cuenca, en la región de Tapipa, donde hay un claro dominio de rocas conglomeráticas con un promedio de 54% del total litológico, seguido de las areniscas con un promedio del 38.5%, conformadas principalmente por arenas medias, gruesas y muy gruesas, y quedando subordinadas las arcilitas a un 9% del total de la unidad litológica. Esto muestra un claro dominio en esta zona de rocas clásticas muy gruesas (**ver Fig. 4.29**).

EDAD	FORMACIÓN	ESP. ACUMULADO EN MTS	ESPEJOR INDIVIDUAL	LITOLOGÍA GRÁFICA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA
PLEISTOCENO INFERIOR	CAUCAGUA	18,03	2 0,5 3,51 2 0,5 3,5 2,02 0,5 3,5			Areniscas gruesas con estratificación paralela y cruzada. Arcilitas laminadas de color rojizo y niveles gris oscuro Conglomerado de matriz arenosa y arcillosa de color rojizo

Fig. 4.29 Columna Litoestratigráfica compuesta de la sección Tapiipa. Leyenda en anexo A.

También está la sección del río Macaira a unos 13 Km al oeste del río Panaquire, pero esta sección tiene la característica de estar 100% compuesta por arcilitas y con características poco similares a las encontradas en las secciones al este. Sin embargo esto dice que en el extremo oeste de la cuenca, mientras más cerca del frente de montañas al sur, el contenido de rocas de grano fino (arcilitas) aumenta. Probablemente se trate de una unidad litológica diferente al resto de las rocas que afloran en la zona, o a arcilitas con condiciones de depositación muy especiales.

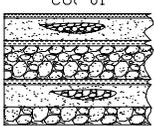
A unos 12 Km hacia el este, en la sección del río Panaquire, se observa un dominio de los conglomerados con un 50% del total de la sección, estando compuestos por guijarros finos, medios y gruesos, y en menor proporción por peñas finas. Las areniscas, principalmente de grano fino a medio, representan el 20% de las rocas de la zona y las arcilitas llegan a representar el 30% de la litología de la zona.

Esta sección es muy parecida a la descrita en la Qda. El Sapo ubicada 6 Km al este de la sección anterior, la misma llega a tener un promedio de 45% a 50% de arcilitas en

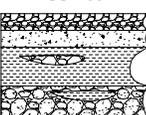
su litología total, dejando un 30% para los conglomerados, que a menudo están ínter estratificados con un 20% de areniscas de grano medio a grueso.

La otra sección de importancia estratigráfica encontrada en la cuenca es la de Los Colorados. Esta está ubicada hacia el centro de la cuenca cerca de pueblo de San Juan (ver Fig.4.30).

A)

EDAD	FORMACIÓN	ESP. ACUMULADO EN MTS	ESPESOR INDIVIDUAL	LITOLÓGIA GRÁFICA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA
PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR	MAMPORAL	10	0.4 2 0.5 3 0.5 2 1.6	Col-01 		Arcilitas masivas de color rojizo Conglomerado de matriz arenosa de color rojizo Areniscas medias con lentes de conglomerados.

B)

EDAD	FORMACIÓN	ESP. ACUMULADO EN MTS	ESPESOR INDIVIDUAL	LITOLÓGIA GRÁFICA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA
PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR	MAMPORAL	9.5	1.5 1.5 3.5 3	Col-09 		Conglomerado de matriz arcillosa de color vino tinto Arenisca poco compactada con bandas oxidadas Arcilitas masivas que meteoriza color vino tinto y tiene lentes de conglomerados de guijarros gruesos Conglomerado de matriz arenosa gruesa de color rojizo y lentes de arcilita

C)

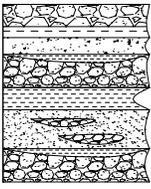
EDAD	FORMACIÓN	ESP. ACUMULADO EN MTS	ESPEJOR INDIVIDUAL	LITOLÓGIA GRÁFICA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA
PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR	MAMPORAL	16	2 1 1,5 3 2 3,5 3	 <p>Col-11</p>		Conglomerado de matriz arenosa de color rojizo Arcilitas masivas de color rojizo Areniscas fina que grada a conglomerado Arcilitas masivas de color rojizo Areniscas medias con lentes de conglomerados, bandas de oxidación y estructuras internas convolutas Conglomerado de matriz arenosa gruesa de color rojizo y lentes de arcilita

Fig. 4.30 Columnas litoestratigráficas de los principales afloramientos en la sección de los Colorados.

A) Afloramiento Col-01; B) Afloramiento Col-09; C) Afloramiento Col-11. Leyenda en anexo A.

En esta zona hay un dominio de conglomerados con un 44% en promedio, los cuales son de guijarros gruesos en su mayoría, pero los clastos varían en toda su gama de tamaños, hasta peñas gruesas. Las areniscas representan el 34,5% del total litológico y son principalmente de grano medio a grueso. Sin embargo, hacia el tope de la sección el porcentaje de areniscas disminuye llegando a un 16%, y aumenta el porcentaje de arcilitas hasta un 37%, lo cual está evidenciado en el afloramiento Col-09, pero éstas solo representan un 21% del total litológico de la sección.

Hacia el extremo este de la cuenca, en las cercanías del pueblo de Palo Blanco, se encuentra la última sección levantada en superficie. En esta se observa un leve descenso en el porcentaje de conglomerados, que solo representa un 40% del total de la sección. Las areniscas mantienen su presencia en esta zona, llegando a representar un 20% de la litología, mientras las arcilitas aumentan su proporción, llegando a ser un 30% del total de las rocas aflorantes (**ver Fig. 4.31**).

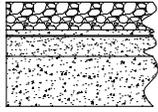
EDAD	FORMACIÓN	ESP. ACUMULADO EN MTS	ESPEJOR INDIVIDUAL	LITOLOGÍA GRÁFICA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA
PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR	MAMPORAL	9,4	2,5 1,8 4,5	PT-01 		<p>Conglomerado de matriz arenosa seguido de arenisca conglomerática</p> <p>Areniscas finas de color gris</p> <p>Conglomerado de matriz arenosa gruesa</p>

Fig. 4. 31 Columna Litoestratigráfica de la sección de carretera El Guapo–Palo Blanco. Leyenda en anexo A.

Por lo antes visto, se puede decir que la cuenca está dominada por rocas conglomeráticas, las cuales, disminuyen un poco en proporción de oeste a este, aumentando a su vez la proporción de arcilitas en el mismo sentido, pero nunca superando el claro dominio de las rocas clásticas gruesas. La proporción de areniscas se mantiene relativamente constante a lo largo de la cuenca (**ver Anexo 3**).

4.3.2 ANÁLISIS LITOLÓGICO EN POZOS DE AGUA

Basados en datos provenientes de dieciocho (18) pozos de agua realizados en la zona de estudio por el Departamento de Hidrología del Ministerio del Ambiente (**ver Fig. 4.32, Fig. 4.33 y Anexo 2**), se realizaron columnas litoestratigráficas que revelaron la continuidad en el subsuelo de las diferentes secuencias estratigráficas vistas en superficie en los distintos sectores de la cuenca.

Pozos	Coordenadas en UTM en miles de metros		Cota en m.s.n.m	Espesor Total en metros	Espesor Individual en metros	% Contenido de conglomerados	% Contenido de arenicas	% Contenido de Arcilitas
	NORTE	ESTE						
MI6249001A	1128,5	814,5	100	42	Con:17,01 , Arn:0 ,Arc:24,99	40,5	0	59,5
MI6249002A	1130,5	814,5	50	48	Con:0 , Arn: 22,08 ,Arc:25,92	0	46	54
MI6249003A	1127,3	820	21,7	16	Con: 10 , Arn: 0 ,Arc: 6	62,5	0	37,5
MI6249007A	1129	821,5	90	46,5	Con:24,21 , Arn:2,79 ,Arc:19,53	52	6	42
MI6249008A	1131	820	17,6	67	Con:10,05 , Arn:10,05 ,Arc:46,9	13,5	13,5	70
MI6250001A	1131	810,6	24,6	34	Con:15,98 , Arn:12,92 ,Arc:5,1	47	38	15
MI6250003A	1128,5	801,5	40,9	70	Con:61,95 , Arn: 0 ,Arc:8,05	88,5	0	11,5
MI6250004A	1132,3	796	48	85	Con:68 , Arn:8,075 ,Arc:8,925	80	9,5	10,5
MI6251008A	1130,5	790,5	100	62	Con:0 , Arn:62 ,Arc:0	0	100	0
MI6251011A	1136	791	40	77,8	Con:0 , Arn:42,012 ,Arc:35,788	0	54	46
MI6251012A	1130	781,5	55	23	Con:14,95 , Arn:5,05 ,Arc:3	65	22	13
MI6246013A	1127	867,5	15,9	44,5	Con:10,013, Arn:9,567,Arc:24,92	22,5	21,5	56
MI6349023A	1144	827,5	10	42	Con:6,93 , Arn:9,03 ,Arc:26,04	16,5	21,5	62
BPO-3	1143	822	30	85	Con:73,1 , Arn:5,95 ,Arc:5,95	86	7	7
BPO-4	1142	831	10	81	Con:0 , Arn:28,35 ,Arc:52,65	0	35	65
BPO-5	1129	835,5	15	75	Con:24,75 , Arn:4,5 ,Arc:45,75	33	6	61
BPO-6	1128,5	814,5	110	81	Con:38,88 , Arn:8,91 ,Arc:33,21	48	11	41
BPO-7	1131	798	110	83	Con:53,95 , Arn:4,15 ,Arc:24,9	65	5	30

Fig. 4.32 Cuadro resumen de los espesores de las litologías de los pozos, ubicación en coordenadas UTM, cota de la perforación en metros sobre el nivel del mar y los porcentajes de cada grupo litológico. Con = Conglomerados, Arn = Areniscas y Arc = Arcilitas.

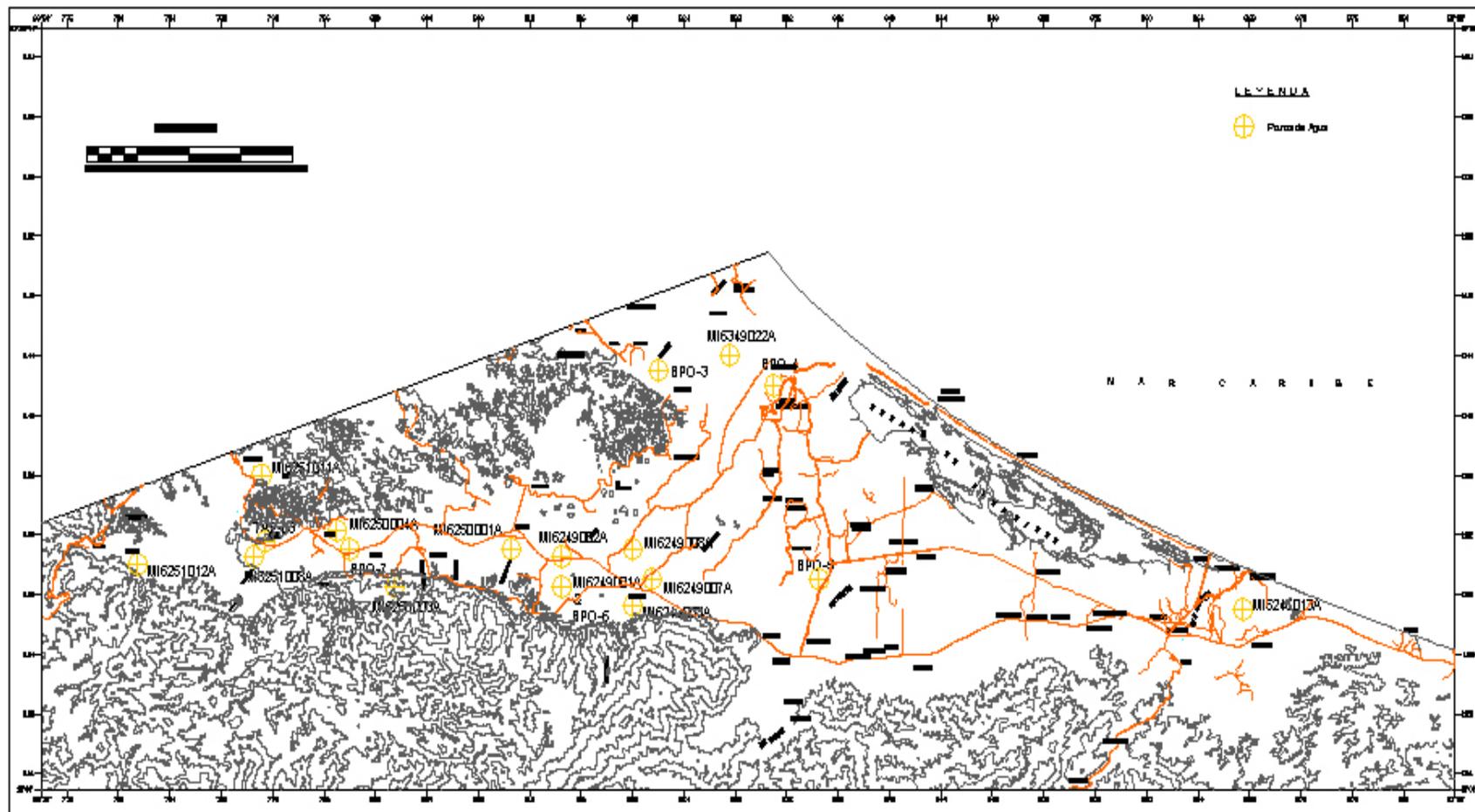


Fig. 4.33 Mapa de ubicación de los pozos de agua en la cuenca de Barlovento. Para la cota de los pozos ver Fig. 4.32.

Dada la ubicación relativamente cercana de algunos de estos pozos (**ver Fig. 4.33**), se tomaron en cuenta los más representativos, dependiendo principalmente de su profundidad y descripción litológica, pero cada uno arrojó información igualmente valiosa.

Hacia el extremo oeste de la cuenca, entre las zonas de Aragüita y Tapipa, se ubican los pozos MI6251008A, MI6251011A y MI6251012A (**ver Fig. 4.33**), destacados en la Fig. 4.32 con el color marrón claro. Estas perforaciones, a pesar de estar relativamente cercanas, atraviesan diferentes tipos de litologías.

El pozo MI6251012A, el de mayor semejanza con la litología encontrada en superficie, está compuesto de un 65% de conglomerados, un 22% de areniscas y 13% de arcilitas.

El pozo MI6251011A, presenta unas proporciones litológicas muy diferentes: 54% de areniscas y 46% de arcilitas, estando ausentes los conglomerados. Este pozo está al norte de Tapipa, cercano al pueblo de Cupo, por lo tanto puede estar atravesando una unidad litológica muy diferente a las encontradas hacia el sur de la cuenca.

El pozo MI6251008A es un caso diferente, puesto que se encuentra muy cercano a las zonas de terrazas del río Tuy y es muy probable que los sedimentos allí perforados sean aluviones recientes (**ver Fig. 4.34**).

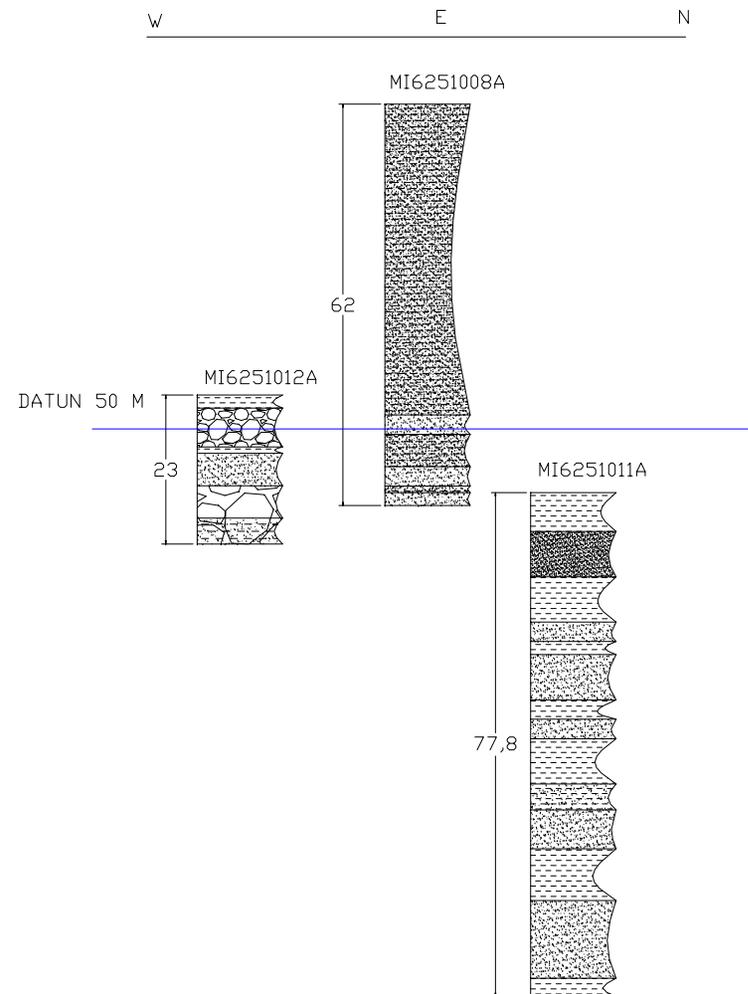


Fig. 4.34 Columnas litoestratigráficas de los pozos MI6251008A, MI6251011A y MI6251012A (profundidad en metros). Para la ubicación ver Fig. 4.33. Leyenda en anexo A. Columnas colgadas a un datum de 50 m.

Hacia la zona central, entre Tapipa y el río Panaquire, se ubican los pozos MI6250001A, MI6250003A, MI6250004A y BPO-7 (ver Fig. 4.33 y en color verde en la Fig. 4.32). Estos tienen características litológicas muy similares, conteniendo un promedio de 70% de conglomerados y disminuyendo la proporción del mismo hacia la zona del río Panaquire, donde baja a un 47%, mientras aumenta el contenido de areniscas hasta un 38%, pero en el resto de la zona tiene un promedio de 5%; y en algunos casos se presenta solo como parte de la matriz de los conglomerados. El porcentaje de arcilitas también aumenta hacia el sur llegando a un 30%. En el resto de la zona las arcilitas no sobrepasan el 15% del total litológico (ver Fig. 4.35).

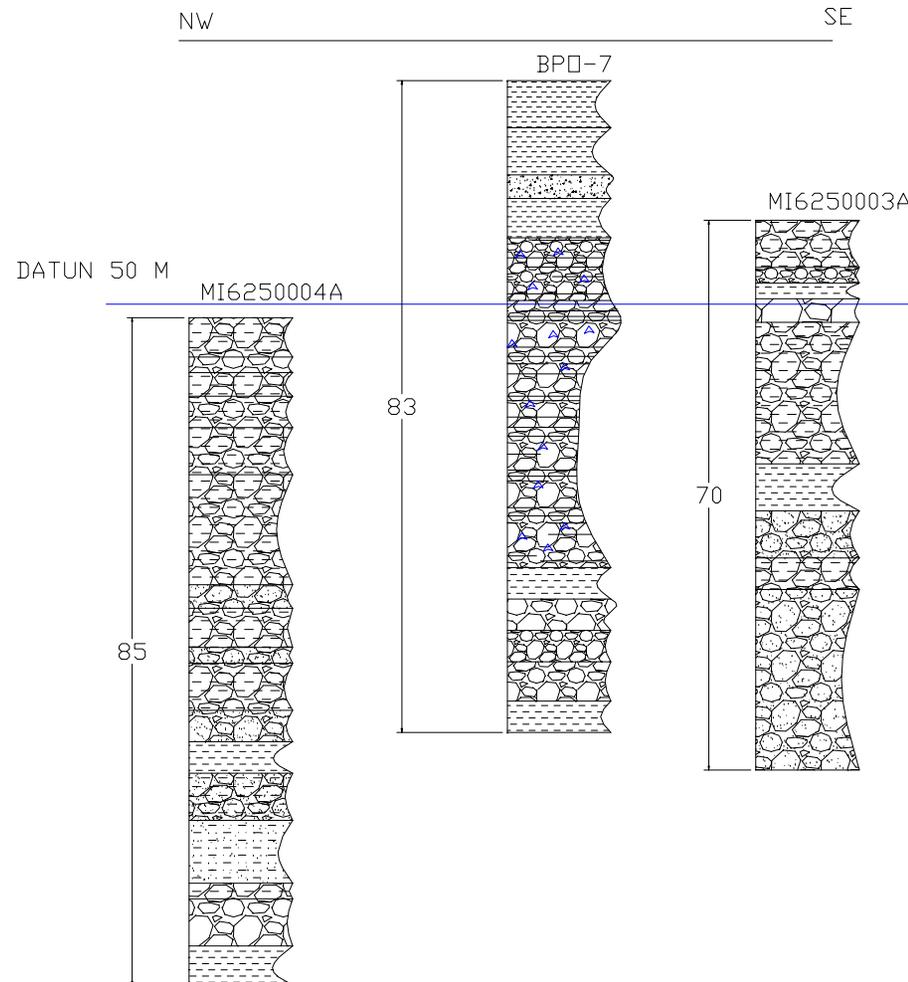


Fig. 4.35 Columnas litoestratigráficas de los pozos MI6250003A, MI6250004A y BPO-7 (profundidad en metros). Para la ubicación ver Fig. 4.33. Leyenda en anexo A. Columnas colgadas a un datum de 50 m.

En la zona sur-central de la cuenca, se encuentran los pozos MI6249001A, MI6249002A y BPO-6 (ver Fig. 4.33 y resaltados en color amarillo en la Fig. 4.32). Estos pozos cuentan con un alto porcentaje de arcilitas del 51% del total de las rocas presentes, con un porcentaje muy variable de areniscas que va desde un 11% en el pozo BPO-6 hasta un 46% en el pozo MI6249002A y el porcentaje de conglomerados es de un 44%, pero están ausentes en el pozo MI6249002A. En general el porcentaje de arcilitas aumenta hacia el tope (ver Fig. 4.36).

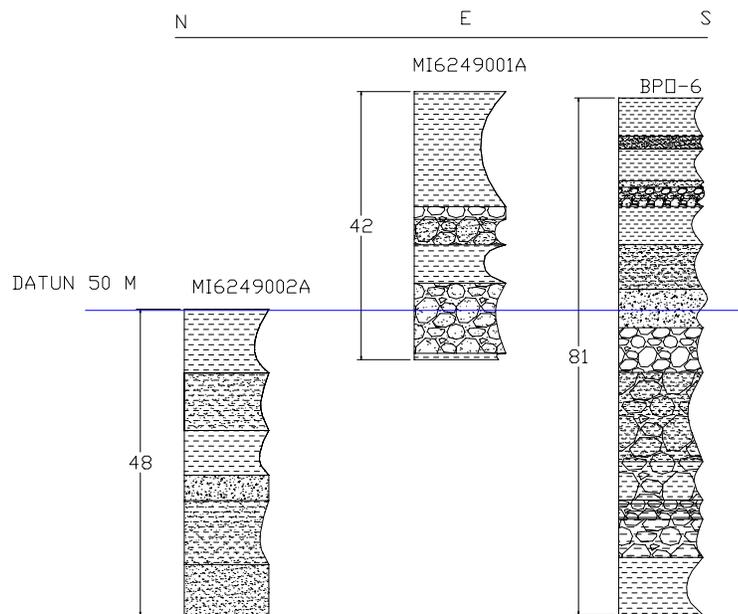


Fig. 4.36 Columnas litoestratigráficas de los pozos MI6249001A, MI6249002A y BPO-6 (profundidad en metros). Para la ubicación ver Fig. 4.33. Leyenda en anexo A. Columnas colgadas a un datum de 50 m.

El otro grupo de pozos está ubicado a unos cientos de metros hacia el este, en las cercanías de El Guapo (ver Fig. 4.33). Estos corresponden a los pozos MI6249003A, MI6249007A, MI6249008A y BPO-5 (en color azul en la Fig. 4.32), los cuales en general tienen un alto porcentaje de conglomerados, 50% en promedio, y que aumenta levemente hacia el este hasta alcanzar un valor de 62%. Mantienen un bajo nivel de areniscas, con un 8% en promedio. Los porcentajes de arcilitas son bastante altos, entre 40% y 70%, aumentando hacia el noreste a partir del pozo MI6249003A (ver Fig. 4.37).

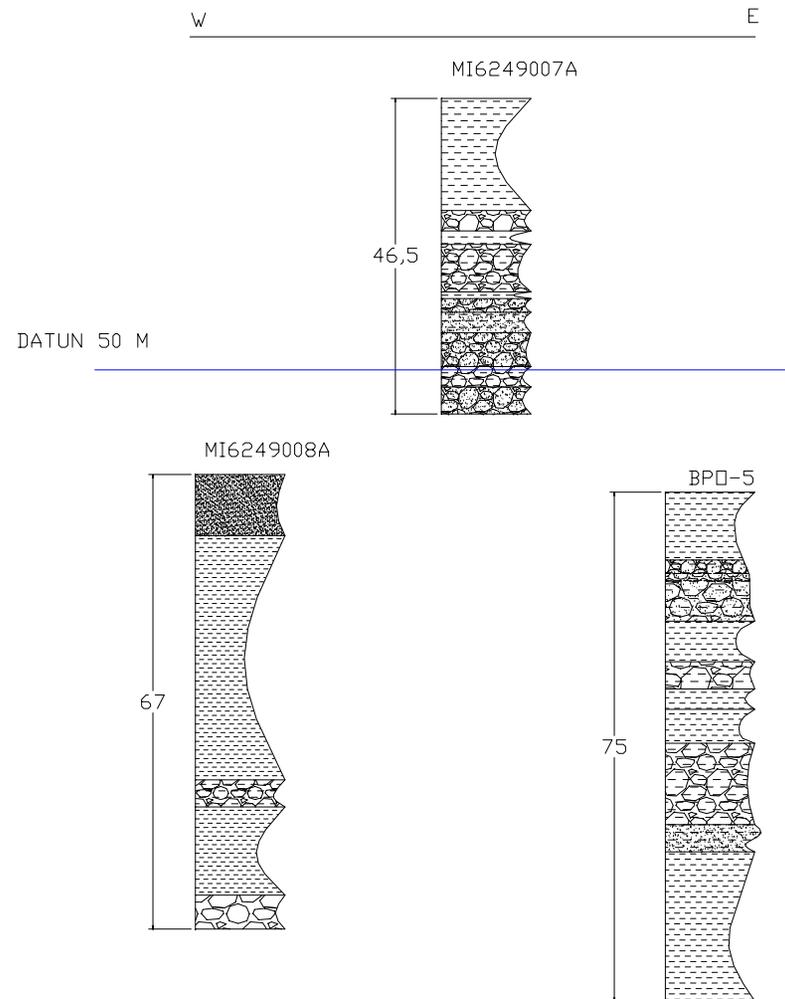


Fig. 4.37 Columnas litoestratigráficas de los pozos MI6249007A, MI6249008A y BPO-5 (profundidad en metros). Para la ubicación ver Fig. 4.33.

Leyenda en anexo A. Columnas colgadas a un datum de 50 m.

El resto de los pozos se ubican hacia la zona central de la cuenca, en las cercanías del pueblo de San José (**ver Fig. 4.33** y remarcados en color anaranjado en la **Fig. 4.32**). De los mismos destaca el pozo BPO-3 el cual esta cerca de la zona descrita como Los Colorados, el cual tiene un 86% de su litología compuesta por conglomerados, y partes iguales de areniscas y arcilitas. Unas centenas de metros hacia el noreste están ubicados los pozos MI6349023A y BPO-4 en los cuales dominan las arcilitas en más del 60%, encontrándose conglomerados sólo en MI6349023A en un 16,5%. Las areniscas son parte importante de estas secciones, reportándose inclusive la presencia de fósiles en las que pertenecen a BPO-4 (**ver Fig. 4.38**). Estos fósiles no son descritos en los datos obtenidos, solo son reportados.

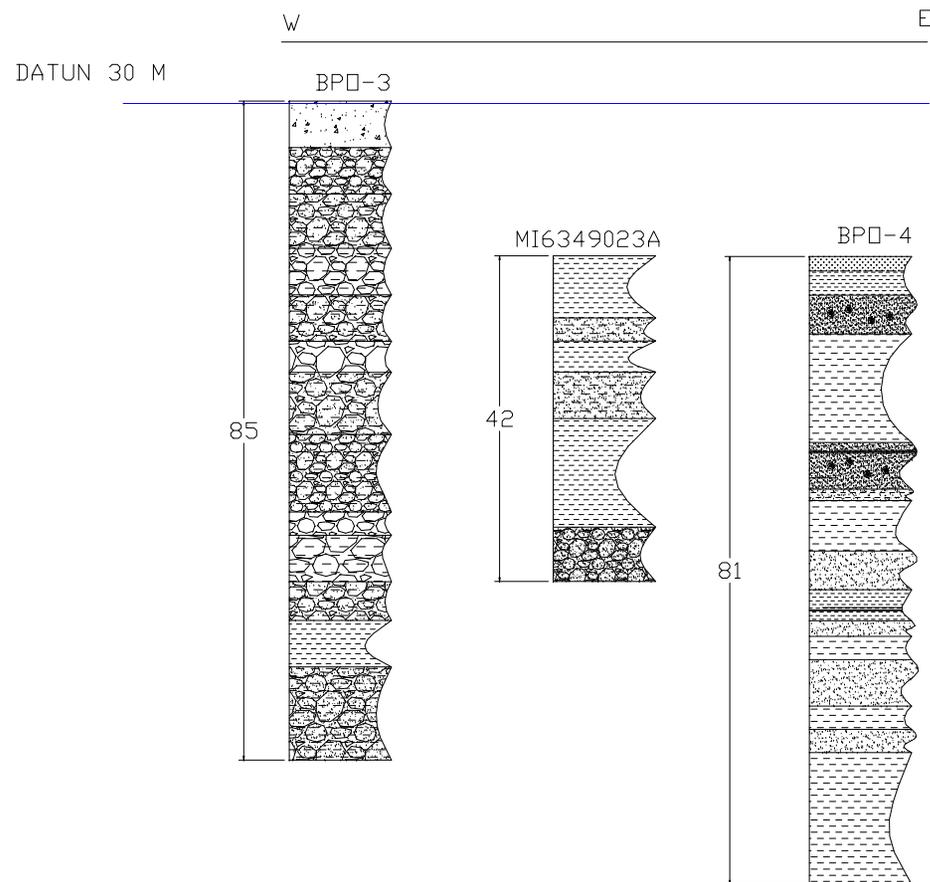


Fig. 4.38 Columnas litoestratigráficas de los pozos BPO-3, MI6349023A y BPO-4, obsérvese la presencia de fósiles en las areniscas ubicadas hacia el tope de la secuencia (profundidad en metros). Para la ubicación ver Fig. 4.33. Leyenda en anexo A. Columnas colgadas a un datum de 30 m.

4.3.3 ANÁLISIS DE PERFILES GEOELÉCTRICOS

Se contó con datos de perfiles geoelectricos suministrados por el Departamento de Hidrología del Ministerio de Ambiente (Serie informe técnico DGSIIA/IT/116), los cuales fueron digitalizados e interpretados, con el fin de facilitar el entendimiento de la distribución espacial de las diferentes litologías.

Tras las mediciones de resistividad, ese estudio arrojó los siguientes resultados presentados en la siguiente tabla:

Unidad Geoelectrica	Espesor (m)	Resistividad (ohm*m)	Litología
A	Hasta 50	200 - 500	Arena, limo y arcillas subordinadas
B	Hasta 50	20 - 100	Arena, limo y arcillas
C	Hasta 50	0,5 - 10	Limo y arcillas
D	Indeterm.	menor de 20	Sedimentos finos
E	Indeterm.	mayor de 500	Intercalaciones de capas de grava, arena y arcillas

Fig. 4.39 Tabla donde se muestran las diferentes unidades geoelectricas con sus respectivos espesores.

NOTA: La resistividad en los perfiles es una función del contenido, tipo y química del fluido (agua) que se encuentra atrapado en las distintas litologías y no de la propia litología.

Con base en estos resultados se construyeron cuatro (4) perfiles geoelectricos a lo largo de la cuenca (**ver Fig. 4. 40**) que se presentan a continuación: (**ver Fig. 4.41** hasta **Fig. 4. 44**).

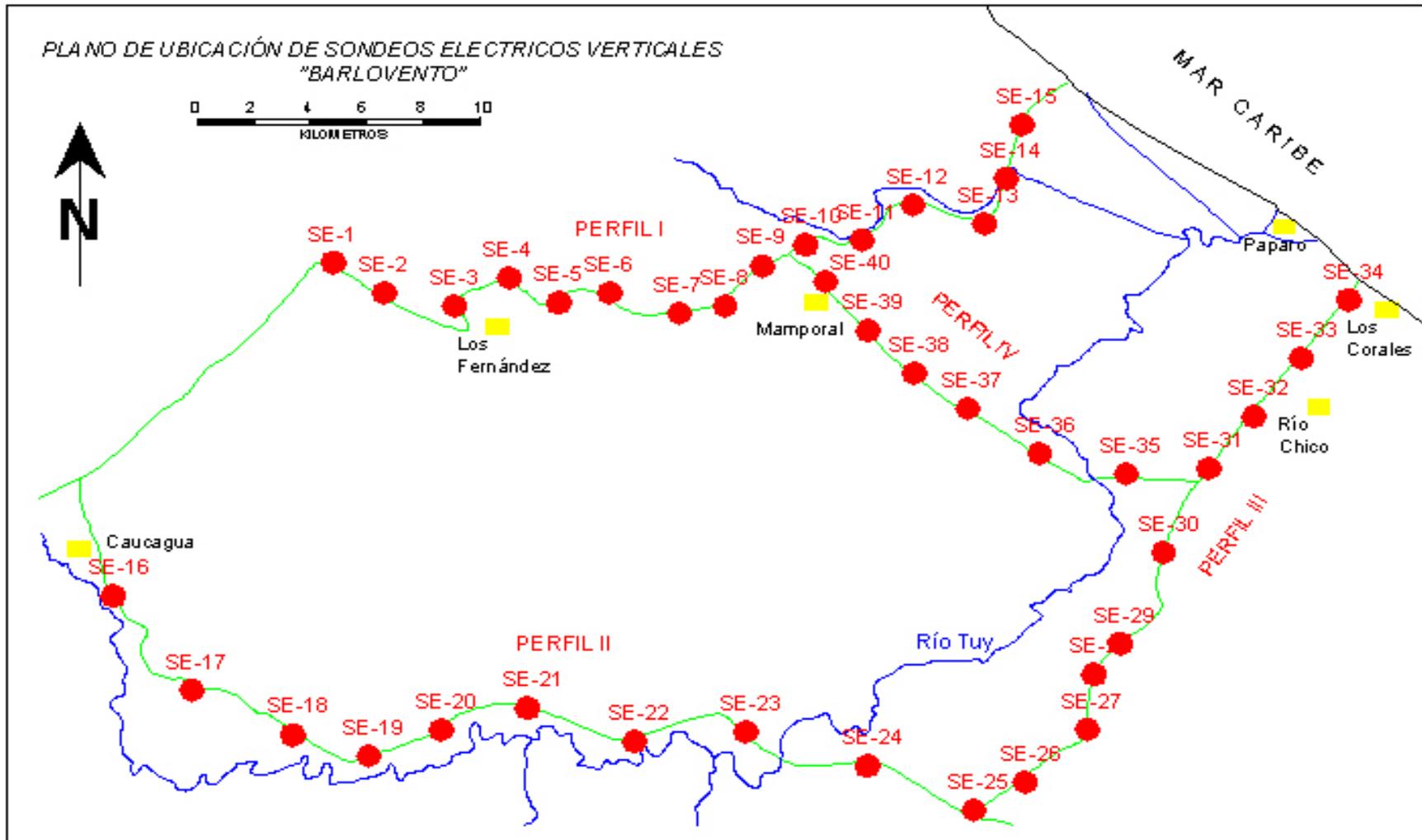


Fig. 4.40 Mapa de ubicación de los sondeos eléctricos verticales en la cuenca de Barlovento. Los círculos rojos indican el punto donde se realizó cada sondeo. Los rectángulos amarillos indican las poblaciones cercanas.

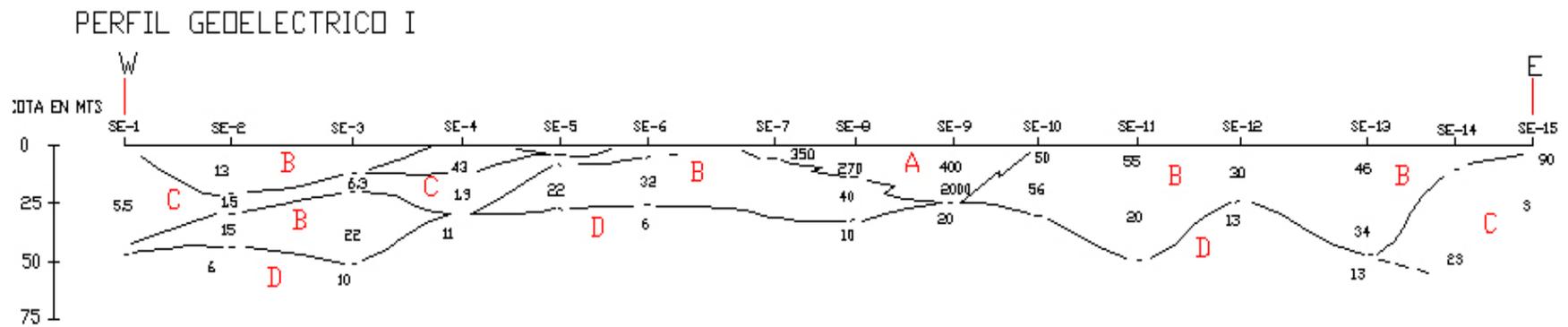


Fig. 4.41 Perfil Geoléctrico I con sus respectivas unidades geoléctricas. Las cifras dan la resistividad en $\text{ohm}\cdot\text{m}$. Las letras A, B, C, D y E, indican la diferentes unidades geoléctricas descritas en la Fig. 4.39.

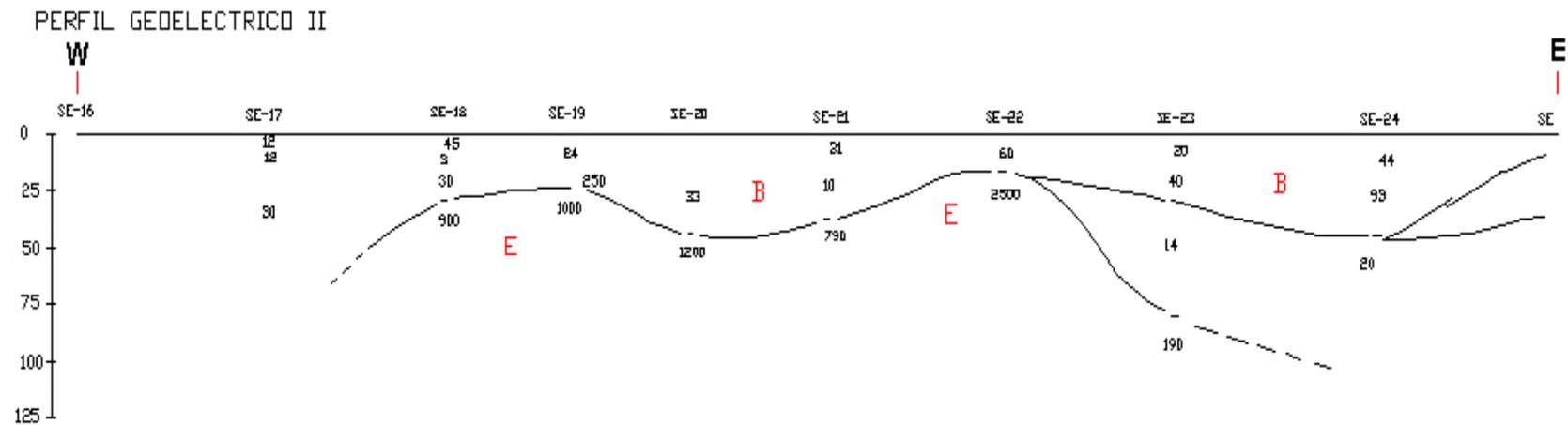


Fig. 4.42 Perfil Geoléctrico II con sus respectivas unidades geoléctricas. Las cifras dan la resistividad en $\text{ohm}\cdot\text{m}$. Las letras A, B, C, D y E, indican la diferentes unidades geoléctricas descritas en la Fig. 4.39.

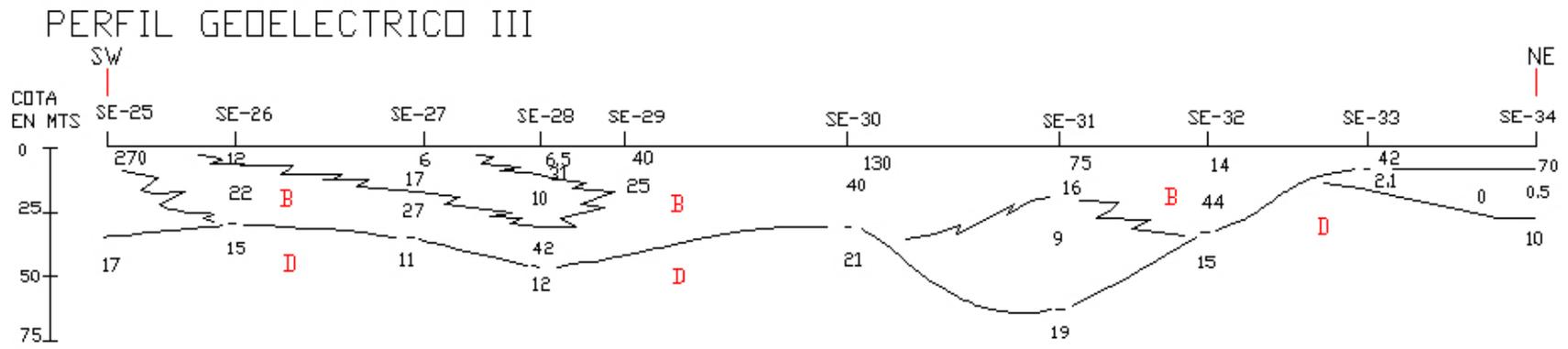


Fig. 4.43 Perfil Geoelectrico III con sus respectivas unidades geoelectricas. Las cifras dan la resistividad en $\text{ohm}\cdot\text{m}$. Las letras A, B, C, D y E, indican la diferentes unidades geoelectricas descritas en la Fig. 4.39.

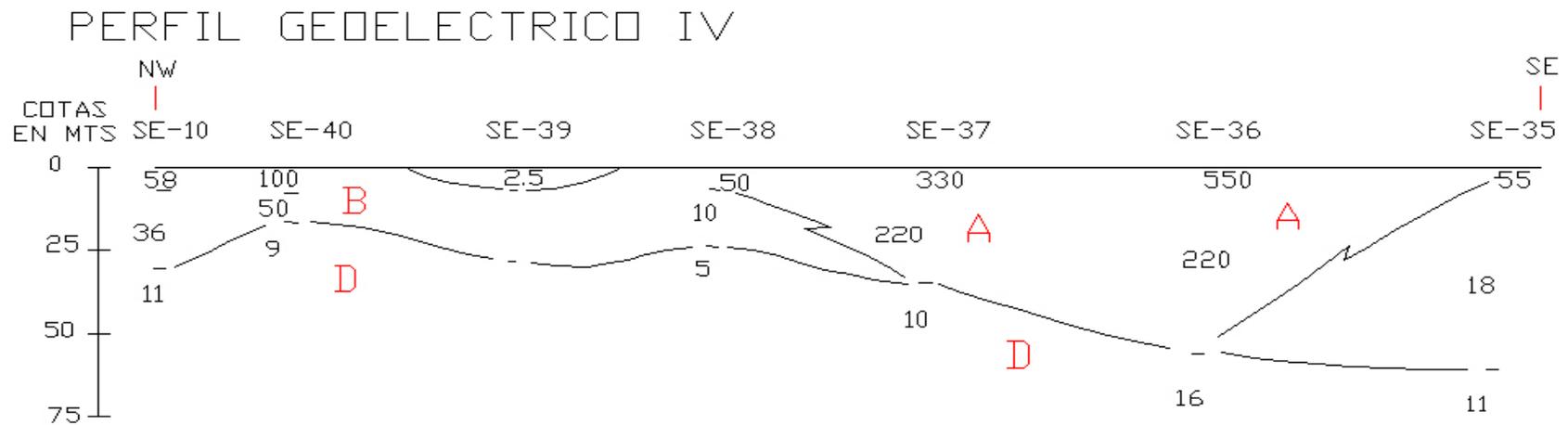


Fig. 4.44 Perfil Geoelectrico IV con sus respectivas unidades geoelectricas. Las cifras dan la resistividad en $\text{ohm}\cdot\text{m}$. Las letras A, B, C, D y E, indican la diferentes unidades geoelectricas descritas en la Fig. 4.39.

En el perfil II se puede observar que las rocas con clastos más grandes, que aquí se representan como unidad E, están en el extremo sur de la cuenca superpuestas por la unidad geoelectrica B (Arenas, limos y arcillas). Esto también se puede comprobar con las perforaciones de los pozos MI6250001A, MI6250003A, MI6250004A y BPO-7 (**ver Capítulo 4.3.2**).

En los perfiles I, III y IV, la situación es diferente. En este caso se observa una unidad compuesta por rocas de material fino definida como unidad D, la cual se encuentra infrayacente a las unidades C, B y A en el extremo norte, y a las unidades A y B, de noroeste a sureste (**ver Fig. 4. 42**).

La unidad B, puede estar representada por arenas, limos, arcillas, y tal vez por gravas, como lo reflejan el pozo BPO-3 y los afloramientos COL-01, Col-09 y Col-11 (**ver Capítulo 4.3.2**).

La unidad A, por su distribución y geometría, ya que se encuentra rellenando pequeñas depresiones, puede estar representando sedimentos modernos no consolidados que forman el aluvión.

Es importante notar el gran salto en profundidad que sufre esta unidad hacia los sondeos en los puntos SE-9 donde alcanza unos 35 m y SE-36 donde alcanza su máxima profundidad de 60 m (**Fig. 4.41 y 4.44**). Esto podría sugerir que en esta zona hay un desnivel en el subsuelo que se podría adjudicar a una estructura de origen tectónico, que además se puede ver reflejada en el cambio de dirección del río Túy en sentido sureste – noroeste a la altura del pueblo de San Juan (**Anexo 1**).

La unidad D probablemente sea la continuación estratigráfica de las unidades lutíticas que afloran hacia el extremo norte de la cuenca, representadas principalmente por las formaciones Aramina, Cumaca y Carenero (ESPINOLA y OLLARVES, 2002).

4.4 LITOESTRALIGRAFÍA LOCAL

Desde el punto de vista estratigráfico, se pueden definir 3 unidades litoestratigráficas:

U.II.1:

Esta se encuentra compuesta por conglomerados en un 55%, areniscas en un 30% y un 15% de arcilitas. Se encuentra limitada a algunos afloramientos ubicados en el extremo oeste de la cuenca hacia las poblaciones de Panaquire, Tapipa y Aragüita.

Estas rocas buzcan hacia el norte con un máximo de 30° teniendo rumbos N30°W a N-S. En la zona del río Panaquire se observan capas con rumbo N-S.

Contactos: Esta unidad se supone en contacto discordante sobre la Formación Aramina al norte y contacto discordante bajo la unidad U.II.2 aquí definida (**ver Anexo 1**).

Edad: Las rocas de esta unidad son estériles en fauna, por lo que, se considera una edad Post Plioceno por su posición estratigráfica sobre rocas de edad Plioceno (Formación Aramina). Sin embargo, MENDEZ y SCHERER (1997), le han propuesto una edad de Pleistoceno Temprano

Espesor: Con los datos de campo y los datos de los pozos se estima un espesor mínimo de 100 m.

Correspondencia: Esta unidad podría corresponder a la llamada Formación Caucagua (PATRICK y URBANI, inéditos en GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980.). Sin embargo, estos autores describen una sección de dominio lutítico con buzamientos hacia el sur, lo cual no corresponde fielmente a los afloramientos que se encuentran entre los límites de la zona de estudio.

La sección estudiada puede corresponder a la parte superior de esta formación, la cual tiene un dominio de rocas clásticas gruesas debido a la influencia de ambientes continentales (**ver Capítulo 4.5**).

Sin embargo, hacia la zona de Mendoza, al oeste de Tapipa y Panaquire, se observa un aumento de hasta un 30% en el contenido de arcilitas, lo cual hace suponer que es el equivalente a las zonas más profundas que afloran al norte. En esta zona buzan en sentido sur. Esto sugiere una estructura de tipo sinforme para esta formación, la cual llega a tener buzamientos muy suaves (de 10°) con sentido norte en la parte más alta de la sección representados en la zona de Tapipa Grande. Lo antes mencionado, y las evidencias de campo, sugieren que esta unidad tiene discordancias intraformacionales a nivel local, las cuales se reflejan en cambios en los ángulos de buzamientos de las capas, siendo estos más suaves hacia el tope de la unidad (**ver Fig. 4.5**).

U.II.2:

Está compuesta por un 40% a 50% de conglomerados, 20% hasta 47,5% de areniscas y desde 12% a 37% de arcilitas, aumentando la proporción de estas últimas hacia el tope de la sección. Ésta aflora en los cerros ubicados en el centro de la cuenca hacia la población de Los Colorados y en la carretera Nacional hacia oriente en el tramo El Guapo–Palo Blanco. También se encuentra aflorando al oeste del pueblo de Panaquire, en el extremo sur de la cuenca. En esta zona esta sección aflora de manera discontinua sobre las rocas de la Formación Caucagua y sobre basamento metamórfico, como se pudo observar en el río Panaquire. Sin embargo, la mayor parte del contacto entre esta unidad y las unidades infrayacentes, se realizó por medio de la interpretación de fotos aéreas (**ver Anexo 1**).

Las rocas de esta sección tienen rumbos E-W con un basculamientos máximos de 10° hacia el norte.

Contactos: esta unidad descansan discordantemente sobre Formación Caucagua, observado en la zona de Sotillo (ESPINOLA y OLLARVES, 2002).

Edad: Se estima una edad Pleistoceno por su disposición estratigráfica suprayacente a la Formación Caucagua. Se ha propuesto una edad Pleistoceno Medio–Tardío (MENDEZ y SCHERER 1997). Sin embargo las rocas resultaron estériles en fauna para su datación exacta.

Espesor: Con los datos de campo y los datos de los pozos, se estima un espesor mínimo de 120 m.

Correspondencia: Esta unidad corresponde a la descrita como Formación Mamporal (PATRICK, 1959). Las características litológicas y paleoambientales corresponden con las descritas en esta formación, aunque en este trabajo, se sugiere una alta influencia de corrientes entrelazadas en la depositación de esta unidad (**ver Capítulo 4.5**).

U.II.3:

Está representada por los aluviones y sedimentos recientes sin consolidar, que se extienden a lo largo de la cuenca principalmente en asociación a los principales drenajes de la cuenca y limitado a las zonas más bajas, que se encuentran rodeadas por los cerros que se ubican en el centro de la cuenca, y por la serranía del interior (**ver Anexo 1**).

4.5 INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

En el extremo meridional de la cuenca de Barlovento se observan rocas que son típicamente depositadas en ambientes continentales de tipo fluvial. Sin embargo estas rocas presentan características muy específicas que pueden representar un tipo de depósito fluvial que definiremos a continuación. Estas rocas presentan grupos litológicos clásticos con grandes diferencias en los tamaños de granos, lo cual sugiere que fueron depositados en un ambiente caracterizado por períodos con diferentes patrones de energía.

FORMACIÓN CAUCAGUA

Esta unidad esta distribuida en el extremo oeste de la zona de estudio. Se caracteriza por ser una secuencia de conglomerados, areniscas gruesas y arcilitas, con proporciones de 55%, 30% y 15% respectivamente.

Estas litologías, por lo general, están distribuidas de forma cíclica de base a tope en la sección, presentándose en algunos casos con formas lenticulares. Los conglomerados y las arenas forman el material grueso que se encuentra generalmente en la base de la sección el cual esporádicamente contiene cantos de material blando (arcilitas), el cual puede ser producto de la erosión de las laderas lodosas de los canales. Esta parte de la sección tiene características similares a los llamados canales rezagados o “*channel lag*”.

Las areniscas conglomeráticas, que se encuentran por encima, presentan estratificación paralela y cruzada curvada hacia el tope, aunque en algunos casos se encuentran areniscas de grano fino, dependiendo de la energía de depositación (REINECK y SINGH, 1973). Estas areniscas pueden estar formando las llamadas barras de canal que se superponen a los canales rezagados.

La secuencia continúa con algunas láminas delgadas o lentes de lutitas que se encuentran en el tope de la sección, los cuales son productos de la etapa final de la depositación en condiciones de menor energía, pertenecientes en algunos casos a las llanuras de inundación o a los *depósitos de transición* (ALLEN, 1965), los cuales se acumulan en canales abandonados, especialmente en los tramos correspondientes a meandros cuando la corriente rectifica su curso, lugares que son rellenados con material fino (**ver Fig. 4. 45**).

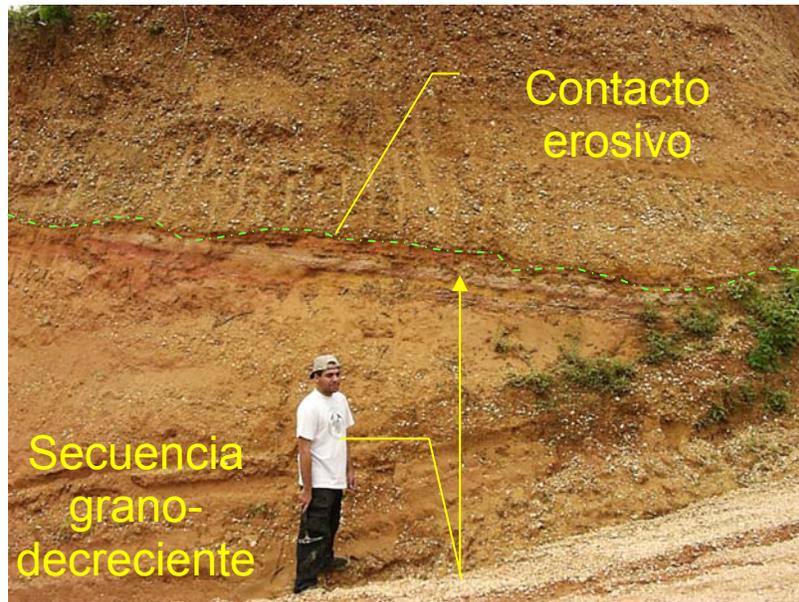


Fig. 4.45 Secuencia de la Unidad U.II.1 en la cual se muestra la secuencia granodecreciente hacia el tope y el hiatus estratigráfico representado por el contacto erosivo entre el conglomerado del canal superior sobre la arcilita infrayacente. Foto tomada en la carretera Nacional vía oriente con orientación N10°W.

Por lo general esta secuencia de canal se repite verticalmente a lo largo de toda la sección. En algunos casos, están separados por hiatus sedimentarios locales (superficies de erosión), los cuales son el resultado de la erosión por canales sucesivos, la cual ocasionalmente elimina la parte superior de cada secuencia de canal (**ver Fig. 4.16**).

Las características antes mencionadas apuntan a que la secuencia que representa la Formación Caucagua fue depositada en ambientes fluviales con patrón de corrientes *entrelazadas*.

Para que ocurra este tipo de patrón entrelazado, se debe contar con los siguientes factores (CORRALES *et al.*, 1977):

- Suministro variable de agua
- Disponibilidad abundante de sedimentos
- Escasa vegetación

Estos factores son satisfactoriamente encontrados por el hecho que tanto la Cordillera de la Costa como la Serranía del Interior (ambas zonas montañosas que limitan la cuenca al norte y al sur respectivamente) que se levantaron a finales del Mesozoico y principios del Terciario, funcionaban como extensas zonas con rocas fuentes que aportaban gran y variadas cantidades de sedimentos a la depresión de Barlovento. Además, funcionaron como extensas cuencas hidrográficas que aportaron diferentes patrones y niveles de drenajes a la cuenca sedimentaria, y que fue importante sobre todo en los cambios de energía en el flujo de agua requerido para la formación de drenajes entrelazados.

Aunque no se cuenta con información paleoclimática de la zona en estudio, es lógico esperar que en un ambiente de zonas de constantes inundaciones y de avance de depósitos clásticos (regresión), en donde se tiene un extenso valle aluvial, la vegetación debe ser relativamente escasa, permitiendo que los drenajes tomen diferente vías y se interconecten entre ellos para poder formar las corrientes entrelazadas.

FORMACIÓN MAMPORAL

Esta formación esta distribuida en la zona central de la cuenca. Está compuesta por las siguientes proporciones litológicas: de 40% a 50% de conglomerados, 20% hasta 47,5% de areniscas y desde 12% a 37% de arcilitas, alcanzando los valores más altos de rocas arcillosas hacia el tope de la sección.

En general la distribución vertical de las rocas es similar a la de la Formación Caucagua, presentando en la base los canales rezagados o “*channel lag*”, seguido por las secuencias grano decrecientes de areniscas gruesas con estratificación paralela y cruzada hacia el tope y con esporádicas capas lenticulares de conglomerados de guijarros y peñas grano-soportados (ver Fig. 4. 46), las cuales pueden interpretarse como barras de canal, las cuales sufrieron cambios repentinos en la energía de depositación.



Fig. 4. 46 Secuencia de la Unidad U.II.2 en la cual se muestra la arenisca de matriz arcillosa con lentes de guijarros en su interior. Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José.

Los lentes y capas de lutitas son más frecuentes en esta unidad, aumentando su presencia hacia el tope de la sección. Algunas de estas arcilitas pertenecientes a la última etapa de depositación con baja energía, las cuales presentan costras ferruginosas en el tope, lo cual sugiere que estuvieron expuestas a condiciones sub-aéreas (ver Fig. 4.47), marcando un hiatus estratigráfico. Pero a menudo se observa el contacto erosivo ocasionado por el canal sucesivo el cual elimina parcialmente parte de la secuencia del canal anterior (ver Fig. 4. 48).



Fig. 4.47 Obsérvese la costra ferruginosa en el tope de la arcilita y el contacto abrupto con el conglomerado suprayacente. Las arcilitas tienen un buzamiento de 8° al norte. Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José.



Fig. 4. 48 Obsérvese el contacto erosivo en el tope de la arcilita y el conglomerado suprayacente. Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José, con orientación E-W.

Sin embargo existe una diferencia entre esta unidad y la Formación Caucagua, y es la presencia de capas de guijarros, peñas y peñones en disposición dispersa, y orientados aleatoriamente dentro de una matriz de lodo (limo y arcilla) sin algún ordenamiento sedimentario interno, llamados *flujos de derrubios* (CORRALES *et al.*, 1977), formando conglomerados matriz-soportados (**ver Fig. 4.49**).



Fig. 4.49 Obsérvese el conglomerado formado por guijarros medios en una matriz arcillosa. Fíjese en la falta de arreglo interno de los clastos.
Foto tomada en la carretera entre Los Colorados-San José.

También se pueden encontrar secuencias granodecrecientes que son interrumpidas por lentes de fragmentos de rocas más grandes, producidas por descargas de agua de mayor energía capaces de transportar clastos de mayor tamaño (**ver Fig. 4.46**).

Las últimas características descritas en esta sección, permiten suponer que estas rocas fueron depositadas en un ambiente continental con influencia de abanicos aluviales.

El fondo de los canales de los conos aluviales muestra comúnmente el patrón entrelazado como vestigio del último flujo en el canal después de una etapa de inundación. Cuando hay crecidas el material es erosionado y acarreado más abajo en el abanico. Al retroceder la inundación, los canales se llenan de nuevo bajo el patrón entrelazado antes descrito.

Por lo tanto el ambiente de depositación de esta unidad es de conos aluviales con influencia de drenajes entrelazados que rellenaron los canales, y que son favorecidos por las inundaciones que sufrió la depresión esporádicamente (**ver Fig. 4.50**).

COMENTARIO:

Los eventos geológicos ocurridos en diciembre de 1999 en los estados Vargas y Miranda, son un claro ejemplo de este tipo de ambientes de depositación continentales de alta energía. En esos eventos se demostró la fuerte influencia de los abanicos aluviales en cuencas rodeadas por sistemas montañosos. Cuando estos ocurren, rompen con la armonía en el proceso de depositación de una cuenca, marcando el final e inicio de una nueva etapa de depositación. Las formaciones geológicas más jóvenes de la cuenca de Barlovento, principalmente la Formación Mamporal, tienen claros inicios de que estos procesos han venido ocurriendo en el norte de Venezuela, por lo menos desde que fueron depositadas estas rocas (Pleistoceno).

No podemos ignorar las claras evidencias que nos arroja el pasado geológico de la cuenca de Barlovento. Estos eventos han ocurrido en el pasado, siguen ocurriendo en el presente y seguirán ocurriendo en el futuro, siempre y cuando estén dadas las condiciones ideales para ello.

Por último, quisiéramos recordar la secuencia de la sección Los Colorados (**ver Capítulo 4.2.5**). En las areniscas de esta sección, hay claras evidencias de que durante su depositación, cuando el material estaba aún sin compactar y saturado en agua, estas sufrieron grandes perturbaciones producidas por eventos sísmicos, presumiblemente de gran escala, a juzgar por las estructuras internas que presentan estas areniscas (**ver Fig. 4.25 y Fig. 4.26**). Hoy día, en la llanura aluvial de la cuenca de Barlovento, que se

encuentra al extremo este de la misma, existen condiciones de depositación similares a las que funcionaban cuando fueron depositadas las rocas del Pleistoceno. Considerando que estas están en zonas tectónicamente activas, podemos suponer que durante futuros eventos sísmicos, estas arenas pueden sufrir procesos de licuación similares a los que sufrieron las areniscas de la sección Los Colorados. “Solo recordemos que hoy día existen grandes extensiones de estas zonas que ya han sido pobladas y en las cuales se siguen construyendo complejos habitacionales, por lo tanto, de ocurrir un sismo de grandes magnitudes, ya no lo llamaríamos un evento geológico de gran escala, si no, un gran desastre natural...”

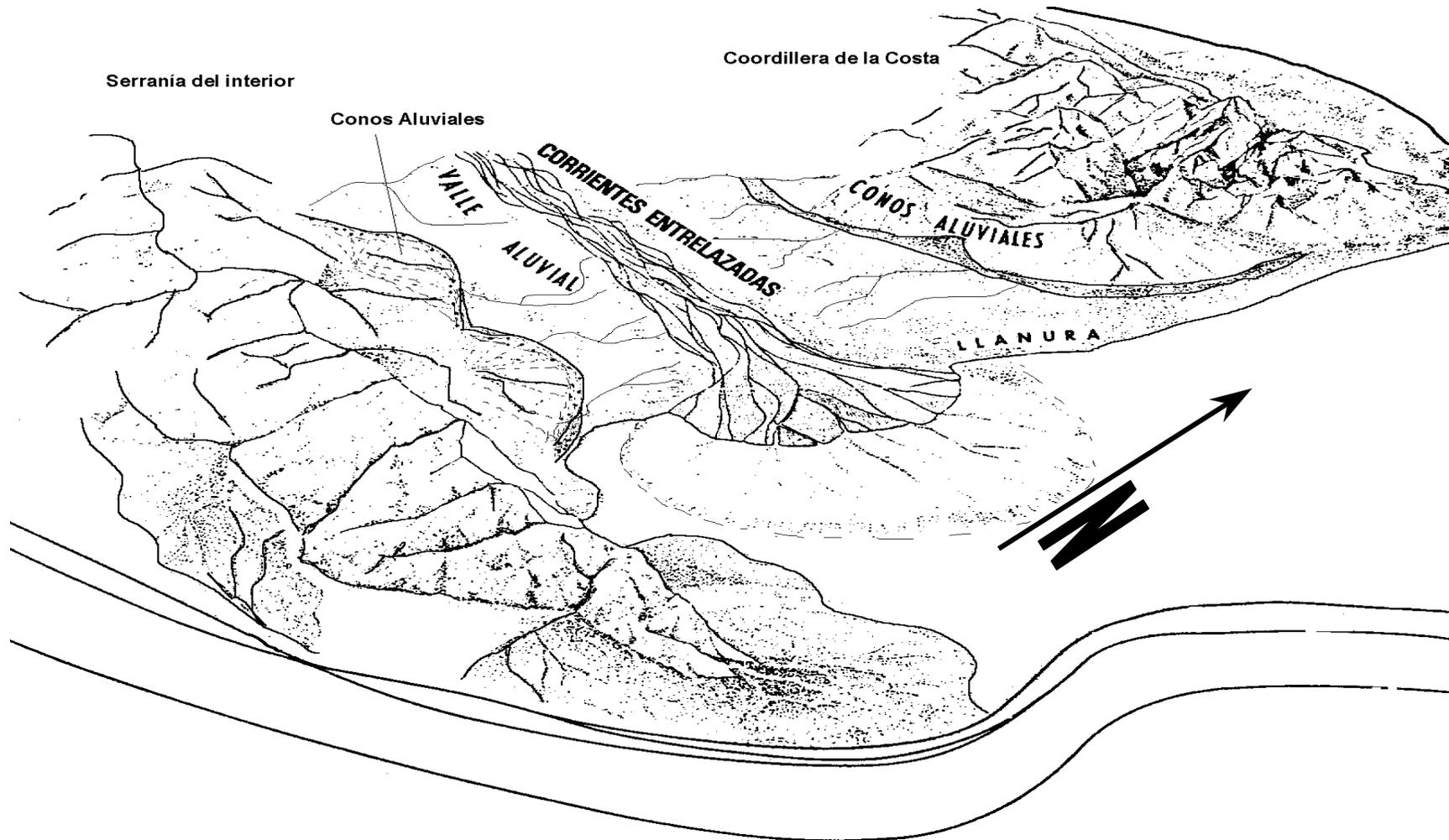


Fig. 4.50. Esquema simplificado mostrando la distribución de los paleoambientes en la cuenca de Barlovento durante la depositación de la Formación Caucagua y la Formación Mamporal. Tomado y modificado de SWANSON et al., (1976). Nota: estas Formaciones son diacrónicas, pero los ambientes de depositación son similares.

5 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA LOCAL

5.1 GENERALIDADES:

El margen meridional de la Cuenca de Barlovento se encuentra enmarcado dentro del sistema de fallas del norte de Venezuela, es decir el sistema de fallas de San Sebastián-El Pilar. Este último sistema de fallas se caracteriza por ser el más importante sistema de fallas de la región nororiental de Venezuela (AUDEMARD *et al.*, 2000).

El sistema de fallas más influyente en la configuración actual de la cuenca es el sistema de fallas de La Victoria, específicamente con el sistema de falla de Pichao, el cual se extiende desde la población de Tejerías hasta Cabo Codera, con un movimiento dextral y cierta componente normal (AUDEMARD *et. al*, 2000). En el margen meridional de la zona de estudio se ubica la falla de Araguaita, la cual corresponde al mismo sistema que la falla de Tácata, la cual corresponde a un Riedel sintético al sistema de primer orden San Sebastián-El Pilar y se caracteriza por tener un rumbo general de WNW y con una componente de movimiento dextral (AUDEMARD *et. al*, 2000)

La tectónica de la zona corresponde al límite entre las placas Caribe y Suramericana, en donde el límite entre estas dos placas posee una componente de transcurrencia dextral bastante marcada, señalada por los sistemas de fallas transcurrentes-dextrales conformado por las fallas de Boconó, San Sebastián y el Pilar. (AUDEMARD y GIRALDO, 1997)

5.2 TENDENCIA DE LAS ESTRUCTURAS PLANARES

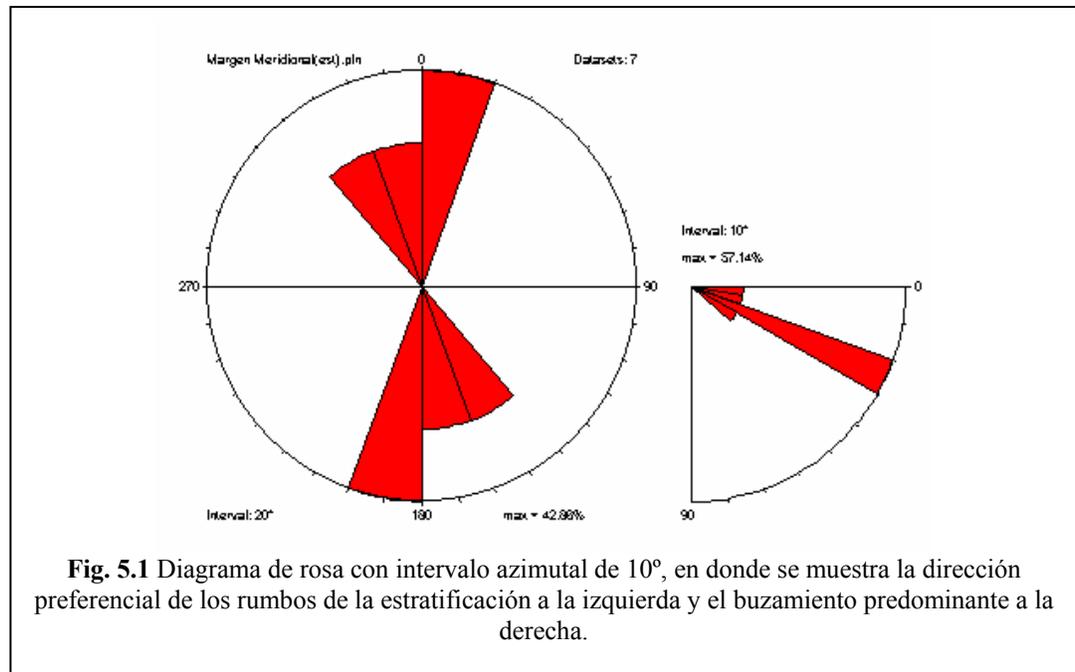
5.2.1 Estratificación: en el margen meridional de la cuenca de Barlovento, la estratificación se encuentra caracterizada por la presencia de capas horizontales a subhorizontales, a excepción de algunas capas que presentan buzamiento, siendo el más alto de unos 31 grados norte. Las pocas mediciones realizadas aparecen reflejadas en una roseta de rumbos (**ver Fig. 5.1**), en donde se aprecia la orientación preferencial de dichas estructuras, lo cual se encuentra sesgada por la dificultad en la medición de estratificación de estructuras subhorizontales, las cuales son bastantes frecuentes dentro del área de estudio.

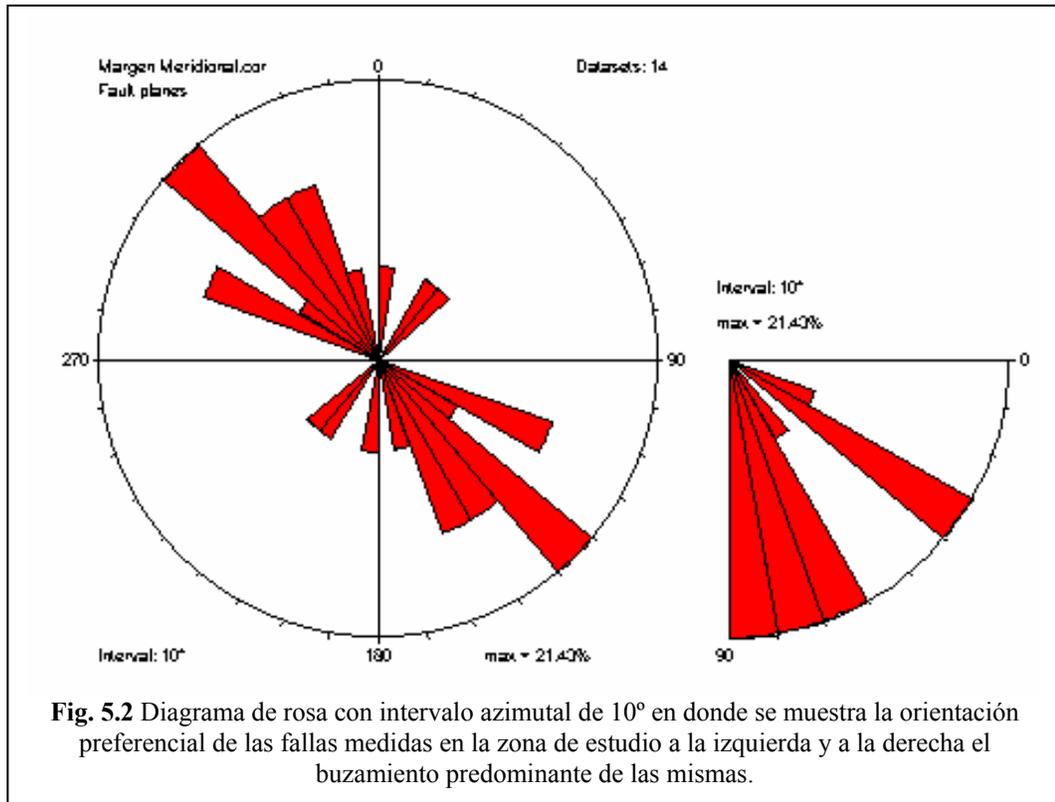
En la Figura 5.1 se observa que la orientación predominante de la estratificación se encuentra en un rango que va desde N-S hasta N20°E, con buzamientos que van desde los 20° hasta los 30°, la mayor parte de ellos hacia el norte. Es importante señalar que solo se lograron hacer siete (7) mediciones de rumbo y buzamiento, por lo que los datos aportados por la figura anterior son de carácter local, en las zonas del río Panaquire, quebrada El Sapo y el sector de Tapipa. Estos sectores se encuentran en el límite suroeste de la zona de estudio y probablemente respondan a un evento localizado.

5.2.2 Fallas: en el margen meridional de la cuenca de Barlovento, se lograron medir catorce (14) fallas en tres estaciones microtectónicas. Estas fallas presentan un rumbo preferencial NW-SE, con una moda de N40-50°W y sus buzamientos presentan dos tendencias, una que va desde los 30° a los 40° y la otra tendencia es superior a los 60° (**ver Fig. 5.2**).

En la figura 5.2 anterior se observa claramente la orientación preferencial de las fallas encontradas en el campo. Los buzamientos presentan dos tendencias, observándose una alta tendencia con fallas de bajo ángulo (30-40° de buzamiento) y la otra

tendencia con fallas de ángulos mayores ($60\text{-}90^\circ$ de buzamiento), lo cual indica dos familias de fallas con respecto al buzamiento de las mismas. La mayor parte de las fallas de bajo ángulo buzaban hacia el sur, mientras que las de ángulo alto presentan buzamientos tanto al sur como al norte





5.3 EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE FALLAMIENTO ACTIVO

La cuenca de Barlovento corresponde a una depresión topográfica, la cual se encuentra limitada por frentes de montaña, tanto al norte por la Cordillera de la Costa, como al sur por la Serranía del Interior. El margen meridional de la cuenca, se encuentra limitada por la Serranía del Interior, la cual presenta una orientación E-W y la altura de sus cimas disminuye hacia el este hasta llegar al Mar Caribe.

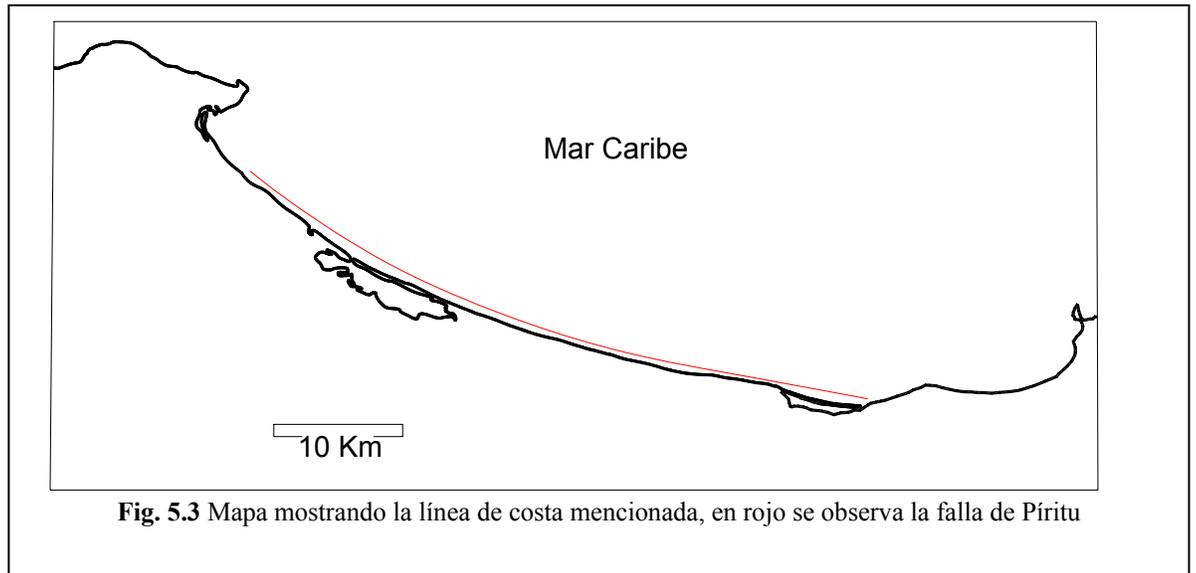
En el área de estudio se encontraron una serie de evidencias geomorfológicas, por medio de las cuales se lograron determinar los patrones de fallamiento activo presentes en el área de estudio (**ver Anexo 1**). Las evidencias geomorfológicas más resaltantes corresponden a:

- Facetas triangulares, las cuales se encuentran a lo largo del contacto entre las unidades sedimentarias de la cuenca de Barlovento y las unidades metamórficas de la Serranía del Interior. Estas facetas se desarrollan en la zona occidental de la cuenca. También aparecen en el margen septentrional de la cuenca (ESPÍNOLA y OLLARVES, 2002)

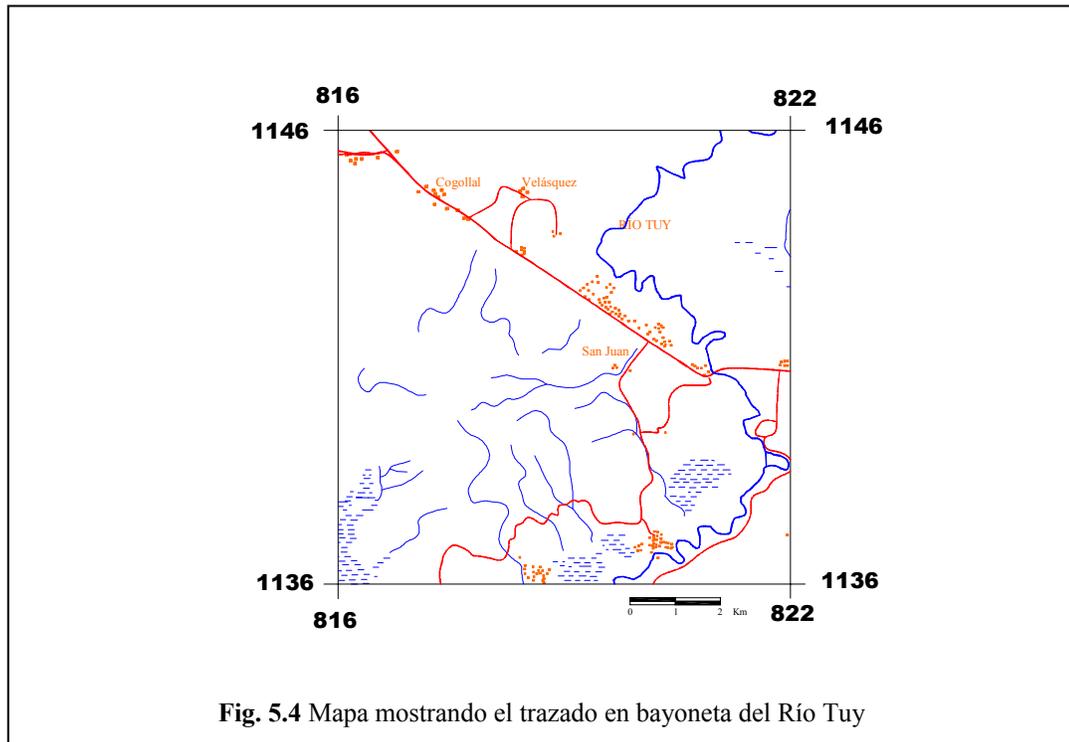
- Drenajes desplazados a lo largo de toda la cuenca de Barlovento. Estos drenajes presentan un movimiento relativo de tipo dextral, los cuales se observan a lo largo del contacto entre la Serranía del Interior y la cuenca de Barlovento.

- Se observan cambios litológicos muy marcados y con contactos de carácter lineal, especialmente entre las unidades de rocas sedimentarias y metamórficas. En las cercanías de la población de San Juan se observa un cambio litológico cuyo contacto es bastante lineal, con orientación NW-SE, el cual se encuentra evidenciado por la presencia de fósiles en un pozo (pozo BPO4) ubicado al noreste del río Tuy (ver capítulo anterior). Este cambio litológico también corresponde a un desnivel topográfico marcado y muy rectilíneo, así como dos trazados en bayonetas (desviaciones de curso) de los cursos de los ríos Tuy y Capaya

- Línea de costa de forma rectilínea, lo que indica un control tectónico en esa zona (ver Fig. 5.3)



- Una de las evidencias más resaltantes es el recorrido del río Tuy a lo largo de la cuenca. El Tuy presenta un recorrido con rumbo general de Oeste-Este, cambiando de dirección cerca de la población de El Clavo, en donde presenta un rumbo aproximado de $N45^{\circ}E$ hasta la población de La Madre Nueva, en donde presenta un rumbo de $N45^{\circ}W$ siguiendo este rumbo hasta la población de Rivero, en donde recupera el rumbo anterior ($N45^{\circ}E$) manteniéndose así hasta llegar a su desembocadura en el Mar Caribe. Es en estos últimos tramos en donde se observa un trazado en bayoneta del río. Otra característica importante es que el curso del río Tuy se mantiene en sus primeros kilómetros muy cercano al frente de montañas de la Serranía del Interior, lo cual evidencia el basculamiento general de la cuenca hacia el sur, producto del levantamiento diferenciado de la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior, siendo este último más lento. Este fenómeno es reportado por AUDEMARD (1984) para la cuenca de Ocumare del Tuy y por PICARD y PIMENTEL (1968) para el río Guaire en el valle de Caracas.



- Escarpes de fallas paralelas en la zona oriental, en las cercanías de la Laguna de Tacarigua al norte de la población de Buenos Aires. Este escarpe además marca un cambio litológico importante dentro del área.
- De manera indirecta se observan valles lineales y drenajes lineales. Los drenajes lineales corresponden en su mayoría a tributarios y se encuentran en su mayoría en las cercanías del frente de montañas. Los valles lineales son valles encajados e incipientes, que se encuentran en la zona central de la cuenca. (ver Fig. 5.5).
- En el borde meridional se observan una serie de drenajes colgados, pero no se puede determinar a que tipo de falla corresponden, ya que pueden corresponder a fallamiento de tipo normal o inverso, aunque las evidencias encontradas se acercan más a un fallamiento de tipo normal.



Fig. 5.5 Fotografía donde se muestra un valle lineal, como evidencia geomorfológica de fallamiento activo

Por medio de estas evidencias se determinaron que dentro del margen meridional de la Cuenca de Barlovento existen dos sistemas de fallas principales en el margen meridional de la cuenca de Barlovento (**ver Fig. 5.6**):.

- Sistema de fallas con rumbo NW-SE.
- Sistema de fallas con rumbo E-W.

5.3.1 FALLAS CON RUMBO NW-NNW: corresponde al sistema de fallas predominante en la zona y comprende una serie de fallas sub-paralelas a la falla de Aragüita y que se presentan desde la población de Aragüita hasta el borde oriental de la cuenca. Estas fallas se encuentran evidenciadas principalmente por drenajes desplazados, valles lineales y algunas colinas alineadas. Este sistema de fallas afecta a las unidades sedimentarias más recientes de la cuenca. Además, muchas de estas fallas continúan dentro de la unidad de rocas metamórficas de la Serranía del Interior.

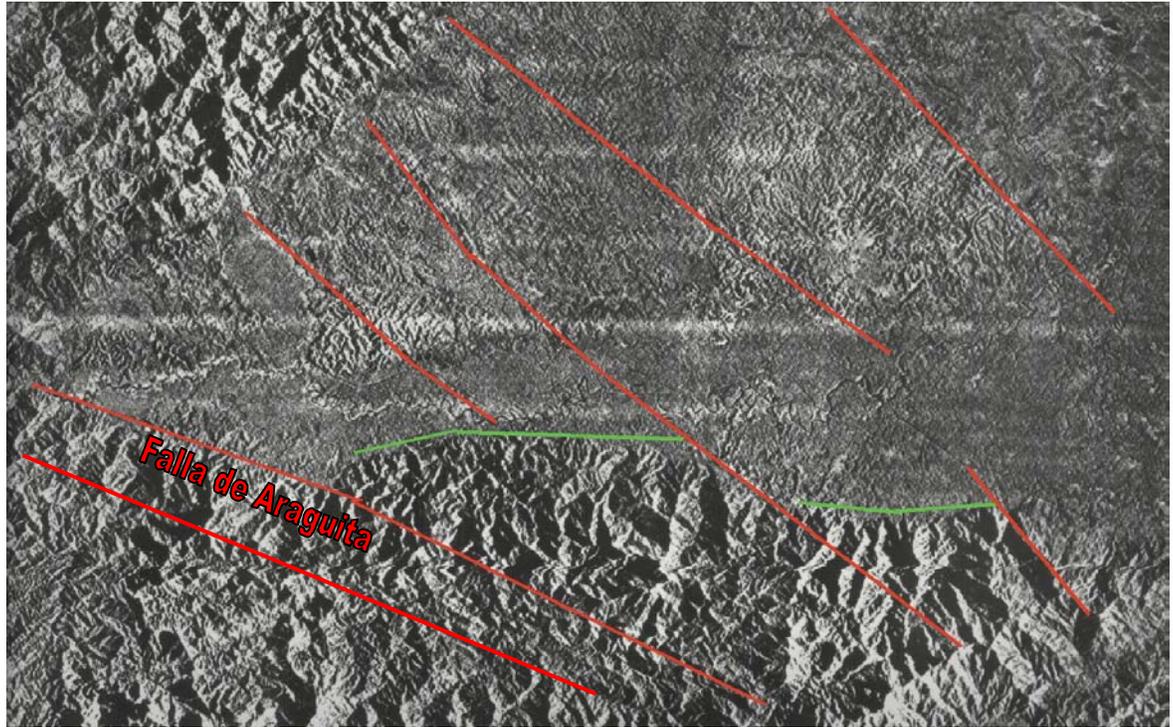


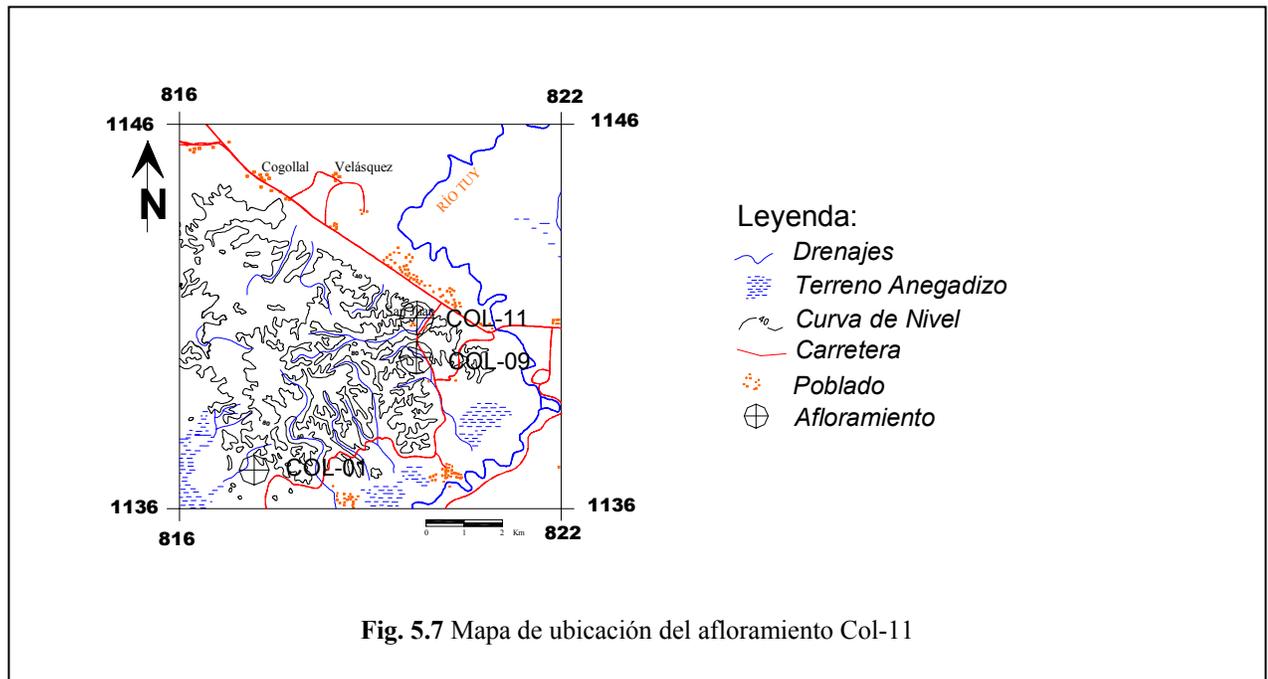
Fig. 5.6 Imagen de Radar NC 19-8 (PDVSA), en donde se observan marcados en rojo el sistema de fallas NNW y en verde el sistema de fallas E-W

5.3.2 FALLAS CON RUMBO E-W: Este sistema de fallas es de menor importancia que el anterior y se encuentra principalmente en el margen meridional de la cuenca. Se encuentra evidenciado por cambios litológicos importantes y algunas facetas triangulares, además de la presencia de un escarpe de falla en la zona oriental del área de estudio (cercanías de la población de Buenos Aires). Se presentan en mayor proporción dentro de la unidad de la Serranía del Interior.

5.4 OBSERVACIONES MESOTECTÓNICAS

5.4.1 ESTACIÓN MICROTECTÓNICA DE LOS COLORADOS

UBICACIÓN: esta estación se ubica en la carretera secundaria que transcurre desde la población de El Colorado hasta la población de San Juan (ver Fig. 5.7). Específicamente la estación corresponde al afloramiento Col-11 descrito en el capítulo anterior (ver Figs. 5.7 y 5.8).



DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA: consiste en una secuencia de conglomerados, areniscas y arcilitas. La secuencia no presenta mayores deformaciones y su posición espacial es la de capas con orientación E-W, con un buzamiento de 10° hacia el norte. La mayor parte de las fallas encontradas afectan a los sedimentos más blandos, es decir, las arcilitas, aunque se encuentran fallas que afectan a casi toda la secuencia.



Fig. 5.8 Fotografía general del afloramiento Col-11, en donde se pueden observar en color rojo algunas de las fallas encontradas dentro del afloramiento. (Rumbo E-W)

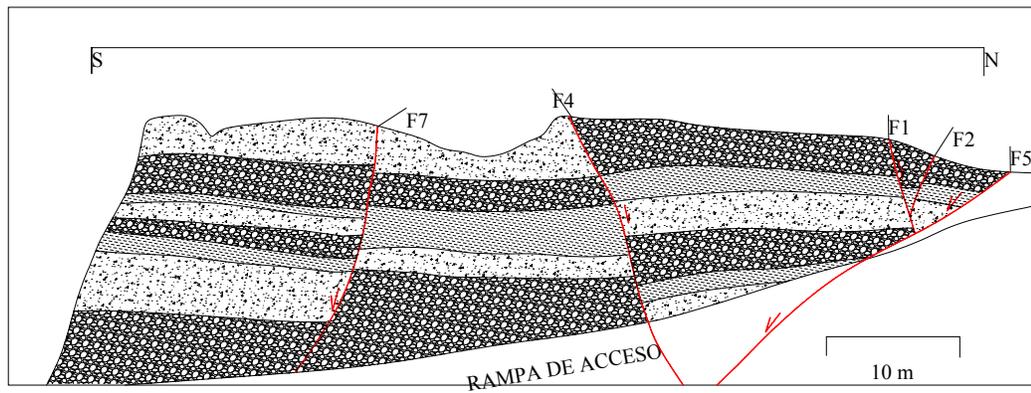


Fig. 5.9 Croquis general del afloramiento Col-11

DATOS MICROTECTÓNICOS:

Falla	Orientación	Pitch	Plunge	Tipo de Falla	Características
1	N25°W 74°N	5 °NW	5°	Sinistral-Normal	Post-sedimentaria
2	N70°W 85°S	56 °NW	56°	Normal-dextral	Sinsedimentaria
3	N70°W 74°S	58°NW	55°	Normal-dextral	Sinsedimentaria
4	N45°W 58°N	80°NE	57°	Normal-sinistral	Sinsedimentaria
5	N55°W 36°S	67°S	33°	Normal-dextral	Sinsedimentaria
6	N35°W 36°S	76°SW	35°	Normal-dextral	Sinsedimentaria
7	N20°W 68°S	49 °SW	44°	Normal-dextral	Sinsedimentaria
8	N45°W 69°N	85 NE	68°	Normal-dextral	Post-sedimentaria
9	N61°E 43°S	85°S	43°	Normal	Sinsedimentaria

En esta estación se consiguen una serie de estructuras en forma de estratificación convoluta, que son evidencias de paleosismos. Estas estructuras se encuentran dentro de las capas de areniscas gruesas y en algunos casos se llegan a mezclar las areniscas con los conglomerados (**ver Fig. 10**) producto de la actividad paleosismológica presente en la zona, para el momento de la depositación de los sedimentos en cuestión los cuales generan estas estructuras indicando la ocurrencia de licuación en el momento del sismo.



Fig. 5.10 Fotografías de las evidencias de paleosismos encontradas en el afloramiento Col-11. La estratificación convoluta es indicativo de licuación en paleosismos.

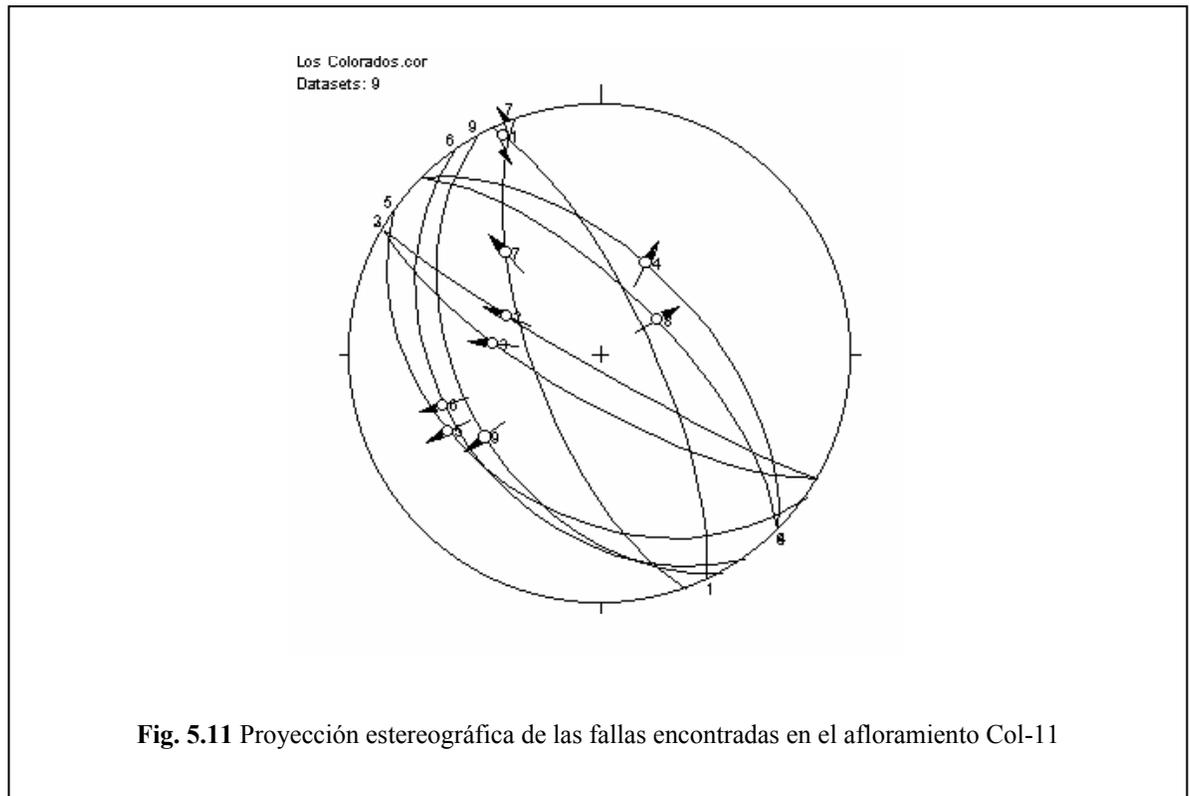
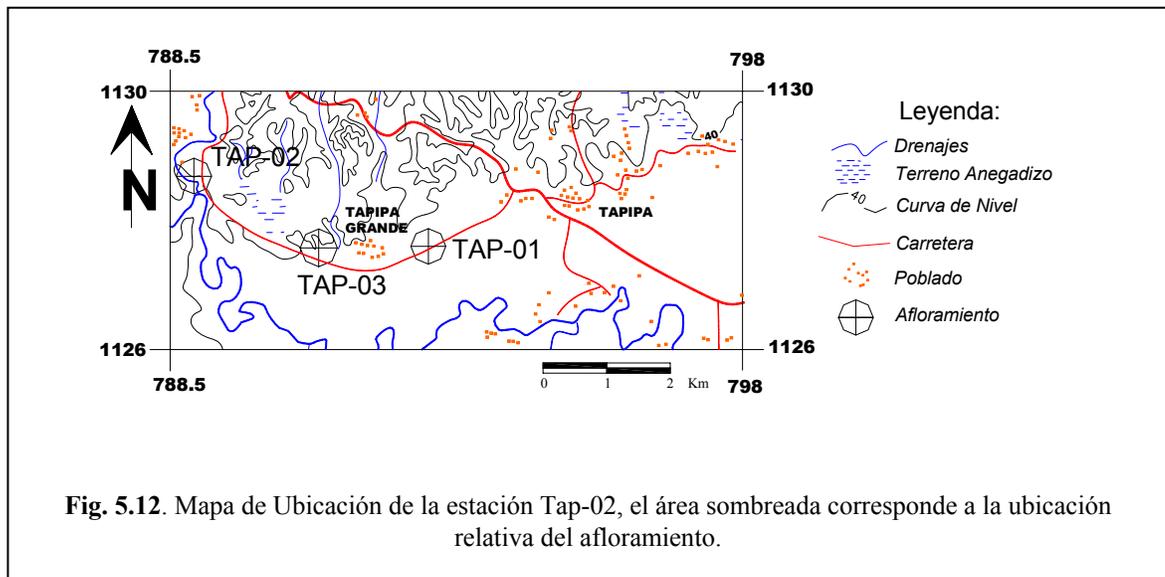


Fig. 5.11 Proyección estereográfica de las fallas encontradas en el afloramiento Col-11

5.4.2 ESTACIÓN MICROTECTÓNICA DE TAPIPA

UBICACIÓN: esta estación se encuentra ubicada en la carretera nacional hacia oriente, en las cercanías de la población de Los Chaguaramos (UTM: 789750W/1135023N). Corresponde al afloramiento Tap-02, el cual también se encuentra descrito en el capítulo anterior (ver Fig. 5.12).



DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA: el afloramiento consiste en un conglomerado con lentes de arcilita, con un pequeño basculamiento de 10° hacia el norte, con un rumbo de $N35^\circ W$. Las fallas se encuentran atravesando toda la sección del afloramiento.



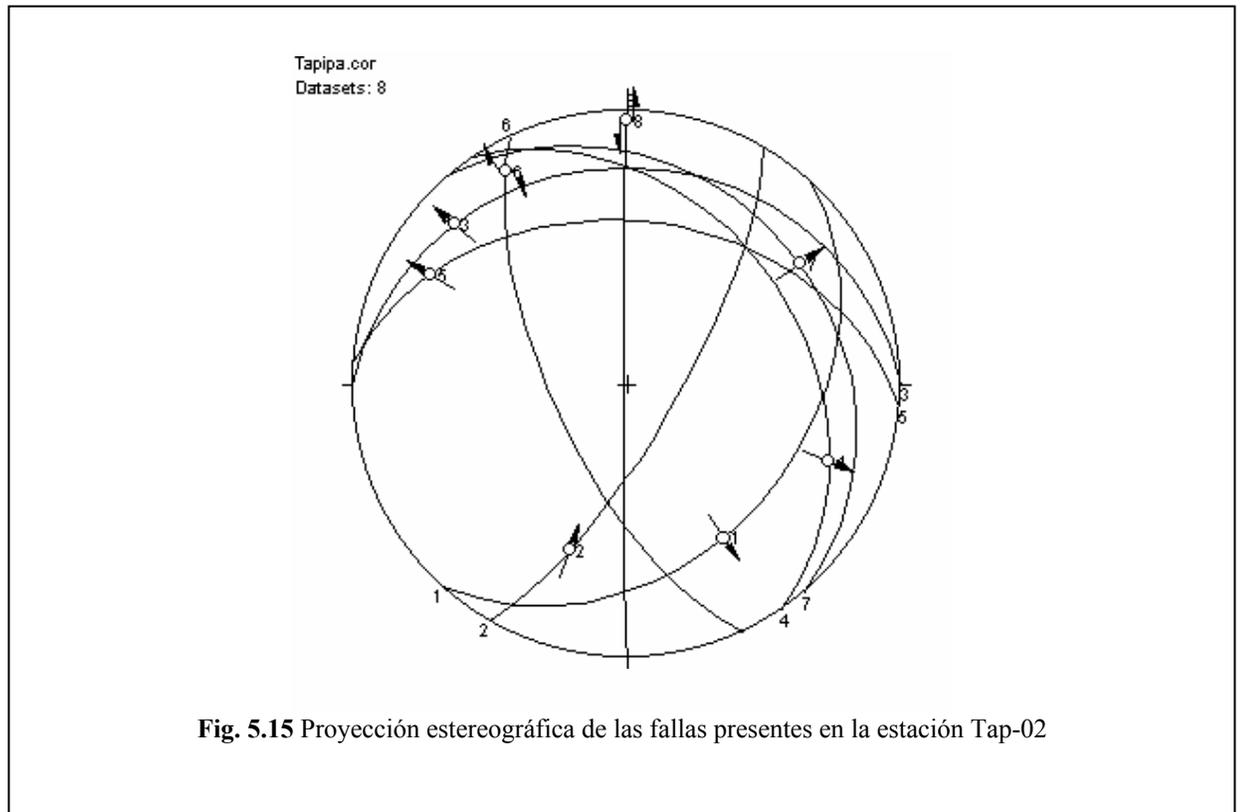
Fig. 5.13 Foto general del afloramiento Tap-02. en rojo se observan algunas de las fallas encontradas en el afloramiento



Fig.5.14 Detalle de la falla F5, en la que se observa claramente el movimiento sinistral de la falla

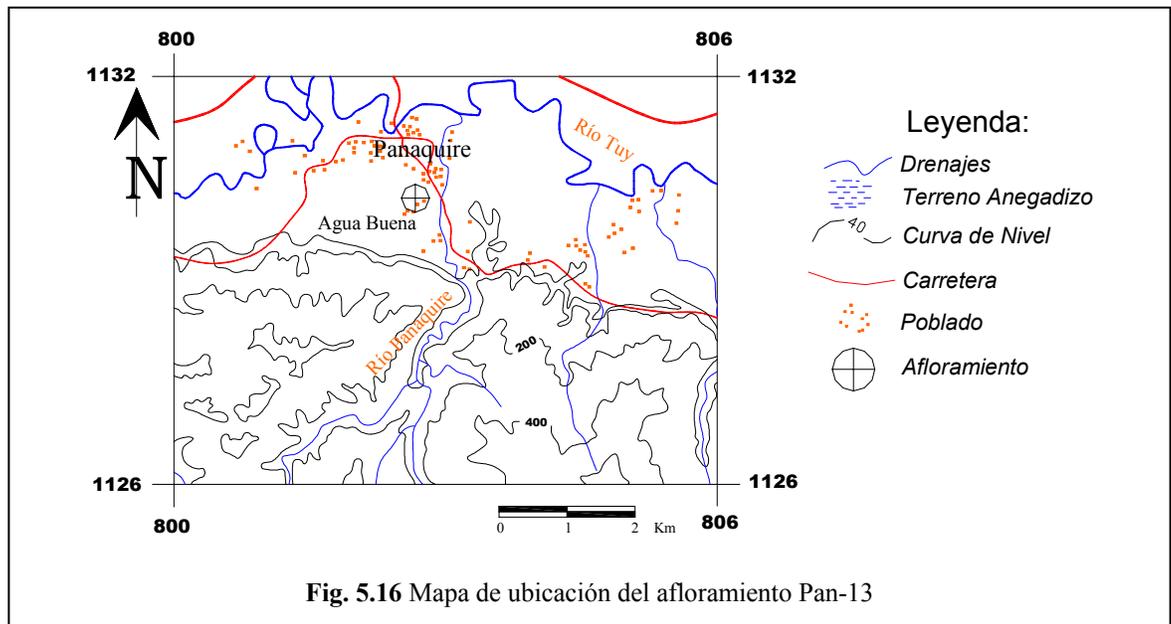
DATOS MICROTECTÓNICOS:

Falla	Orientación	Pitch	Plunge	Tipo de Falla	Características
1	N42°E 35°S	77°S	34°	Normal	Postsedimentaria
2	N30°E 75°S	38°SW	36°	Sinistral-Inversa	Postsedimentaria
3	E-W 22°N	45°NW	15°	Normal-Sinistral	Postsedimentaria
4	N34°W 35°N	40°SW	22°	Normal	Postsedimentaria
5	N85°W 40°N	30°NW	19°	Normal	Postsedimentaria
6	N25°W 68°S	12°N	11°	Dextral-Normal	Postsedimentaria
7	N40°W 24°N	85°E	24°	Normal	Postsedimentaria
8	N-S 89°W	4°N	4°	Sinistral-Normal	Postsedimentaria



5.4.3 ESTACIÓN MICROTTECTÓNICA DEL RÍO PANAQUIRE

UBICACIÓN: esta estación se encuentra ubicada en el río Panaquire, específicamente en el cruce con la carretera secundaria entre la población de Panaquire y El Mango de Ocoita con el río Panaquire. Corresponde con el afloramiento Pan-13 (ver Fig. 5.16).



DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA: el afloramiento consta de un conglomerado cuarzoso de matriz arenosa y arcillosa en la base, en contacto abrupto con una arcilita laminada con meteorización hidromórfica. Por encima de esta arcilita se encuentra una capa de areniscas.

DATOS MICROTTECTÓNICOS

Falla	Orientación	Pitch	Plunge	Tipo de Falla	Características
1	N25°W 25°S	72°SE	34	Normal	Post-sedimentarias
2	N40°W 39°S	0	0	Dextral	Post-sedimentarias



Fig. 5.17 Detalle de la falla F1. La dirección de las estrías se encuentra señalada con las flechas rojas.

Panaquire.cor
Datasets: 2

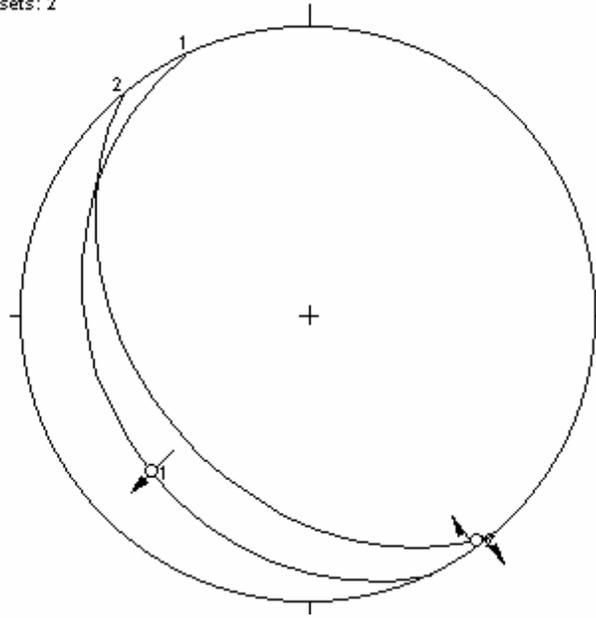
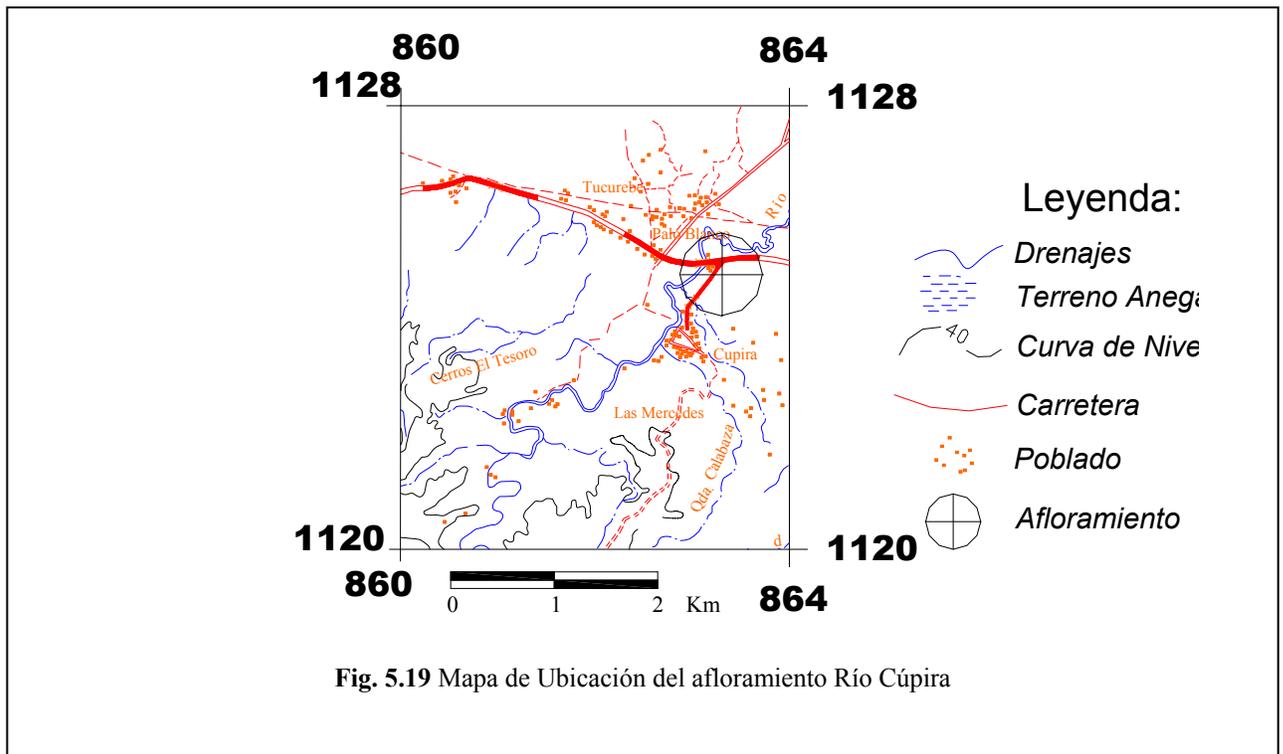


Fig. 5.18 Proyección estereográfica de las fallas encontradas en el afloramiento Pan-13

5.3.4 ESTACIÓN MICROTECTÓNICA DE RÍO CÚPIRA

UBICACIÓN: esta estación se encuentra ubicada en un tanque perteneciente a la empresa Hidrocapital en el margen oriental del Río Cúpira, en las cercanías de la población de Palo Blanco. Las coordenadas de la estación son UTM: 204713W/1124809N



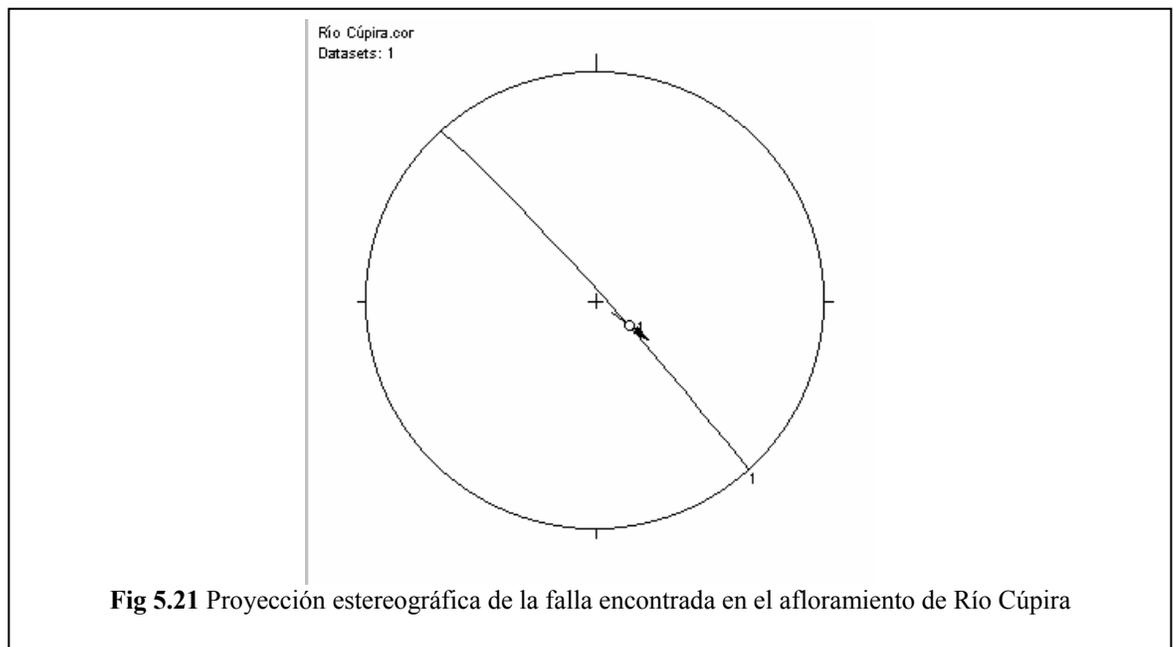
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA: la sección consiste de un conglomerado de gravas, el cual no presenta ningún tipo de basculamiento. La falla aflora solo en una sección muy local del afloramiento.

DATOS MICROTECTÓNICOS:

Falla	Orientación	Pitch	Plunge	Tipo de Falla	Características
1	N42°W 88°N	75°E	34	Normal	Post-sedimentarias



Fig. 5.20 Detalle de la falla F1. Obsérvese en rojo la estría y la flecha indica el sentido de movimiento

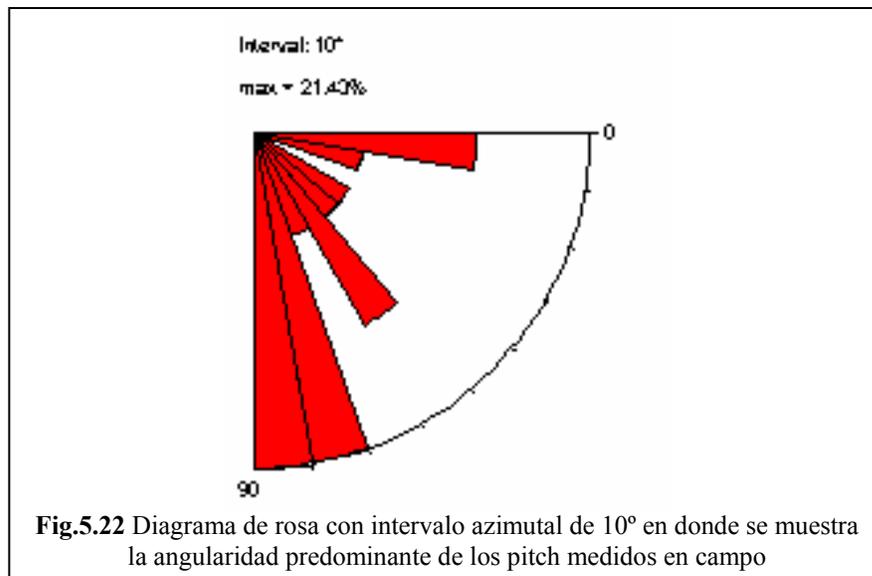


5.5 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN TECTÓNICA

Por medio de la utilización de los métodos de Angelier (1979) y Etchecopar *et al.* (1981), se puede concluir que el margen meridional de la cuenca de Barlovento posee una fase de deformación.

5.5.1 Características Geométricas de las fallas

Las fallas medidas en las estaciones presentan una orientación preferencial de N40-50°W, lo cual indica que gran parte de estas fallas corresponden al sistema de fallas NW-SE descrito anteriormente. Estas fallas presentaban características bastantes lineales y dentro del margen meridional de la cuenca son de características post-sedimentarias, posteriores a la última depositación. Las estrías medidas en estas fallas presentaban pitch desde unos 4° hasta 89°, presentándose principalmente pitch de alta angularidad (70-90°) y dos modas adicionales de angularidad intermedia (50-60°) y de baja angularidad (0-10°) (ver Fig 5.22)



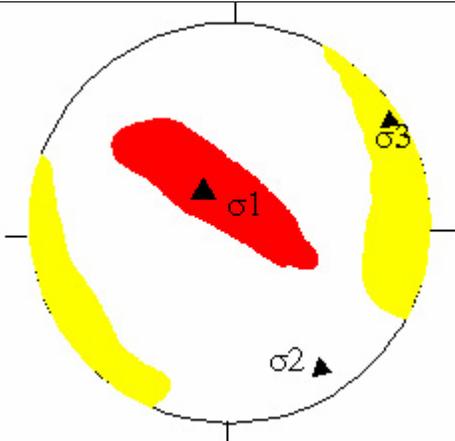
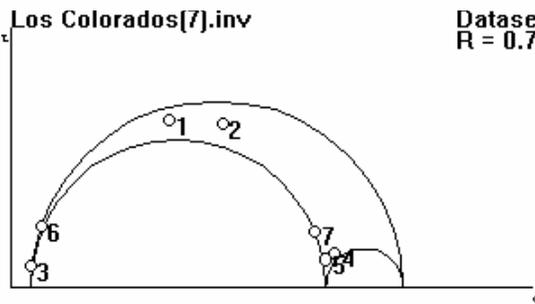
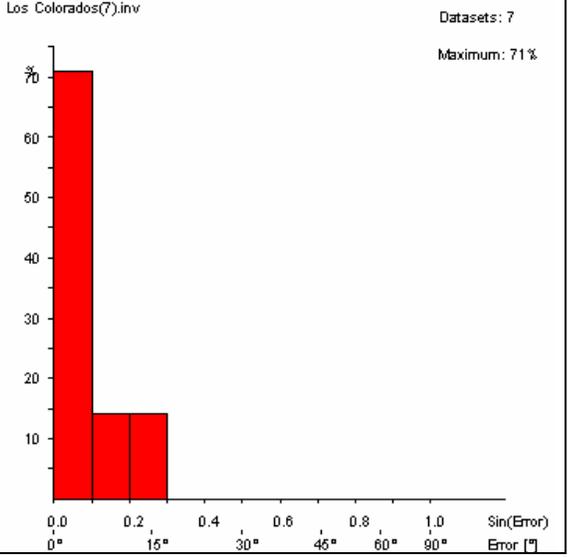
5.5.2 Tensores de esfuerzo

Las poblaciones de fallas medidas en el campo se analizaron por medio de los métodos de ANGELIER (1979) y de ETCHECOPAR *et. al.* (1981). Por medio de estos métodos es posible obtener el tensor de esfuerzos principales que originó las deformaciones presentes en el área de estudio.

Los análisis respectivos a las poblaciones de fallas en cada una de las estaciones tectónica estudiadas se realizaron por medio del programa TECTONICS FP versión 1.6.0.1, creado por REITER y ARC (2001).

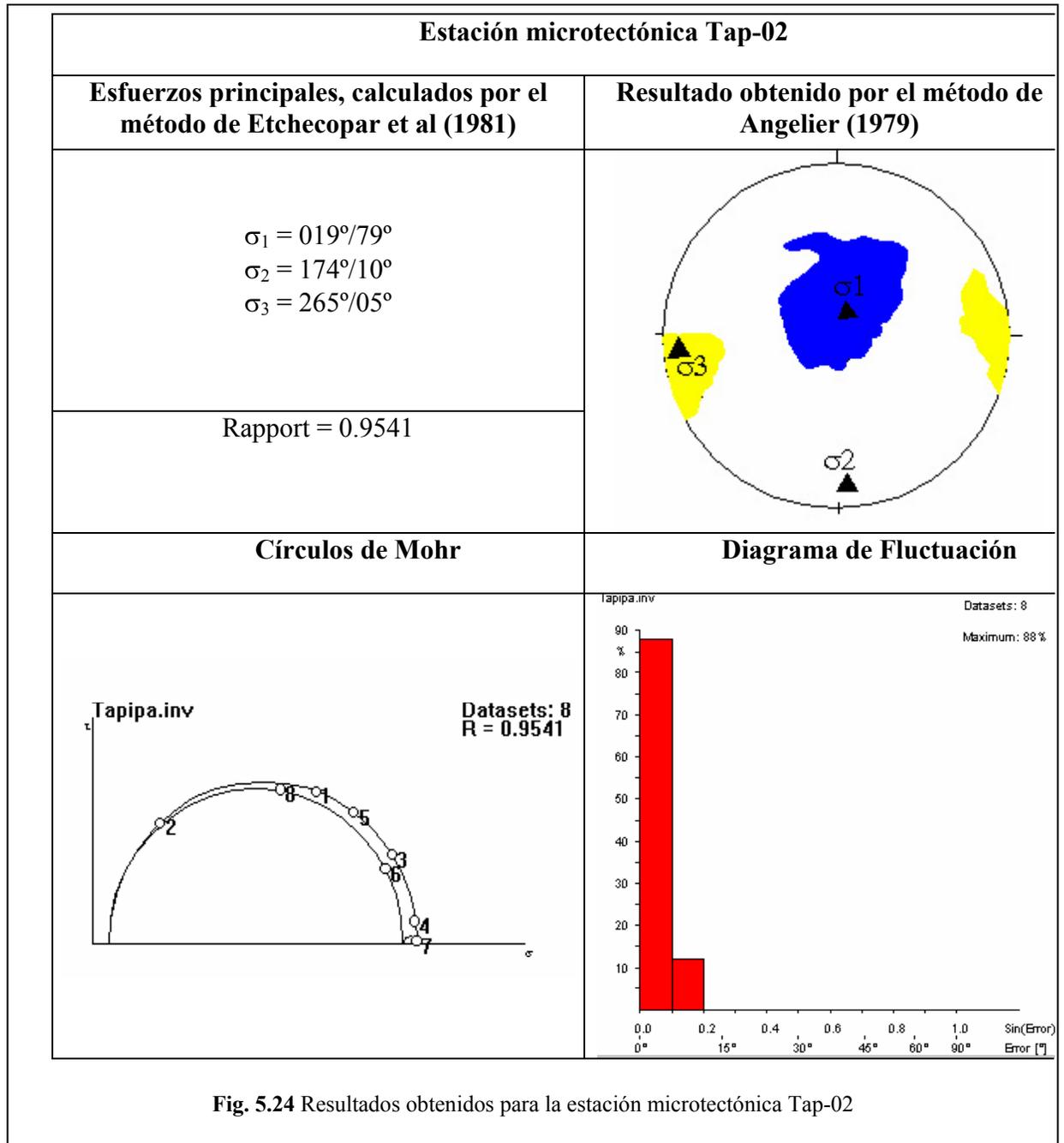
Los resultados son mostrados en las figuras **5.23**, **5.24**, **5.25** y **5.26**. En estas figuras se muestran:

1. La dirección de los esfuerzos principales, por medio del uso del método de ETCHECOPAR *et al.* (1981).
2. Un diagrama con los resultados del método de ANGELIER (1979).
3. Un círculo de Mohr
4. Un diagrama de fluctuación, dando este último la desviación existente entre las estrías teóricas y las estrías medidas en el campo.

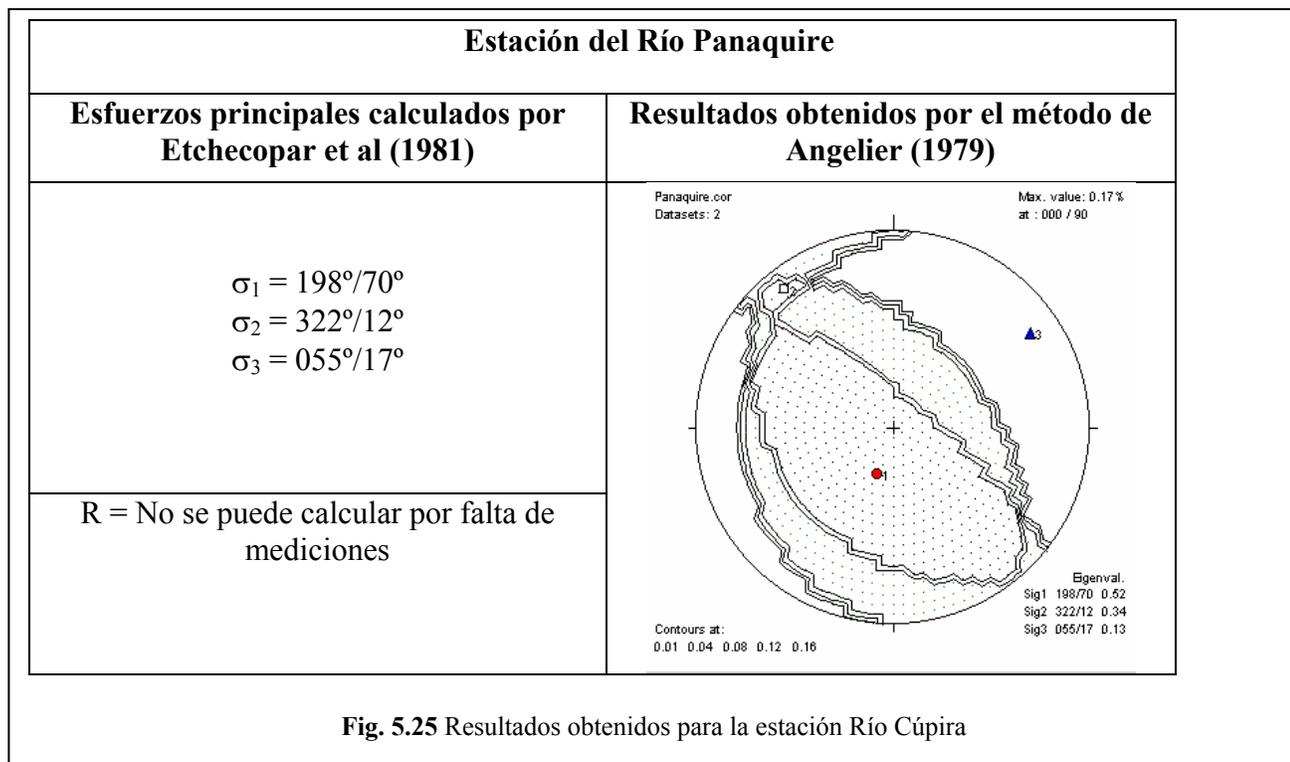
Estación microtectónica Col-11	
Esfuerzos principales, calculados por el método de Etchecopar et al (1981)	Resultado obtenido por el método de Angelier (1979)
$\sigma_1 = 031^\circ/77^\circ$ $\sigma_2 = 148^\circ/13^\circ$ $\sigma_3 = 058^\circ/04^\circ$	
Rapport = 0.7932	
Círculos de Mohr	Diagrama de Fluctuación
 <p style="text-align: right;">Datasets: 7 R = 0.7932</p>	 <p style="text-align: right;">Datasets: 7 Maximum: 71%</p>

En esta tabla tenemos que el Rapport estimado es de 0.7932 y con σ_1 en posición vertical, lo cual indica la ocurrencia de un régimen distensivo-transcurrente. El diagrama de fluctuación arrojó un resultado unimodal, lo cual expresa un resultado

confiable, a pesar de que se eliminaron dos de sus fallas (F1 y F7) las cuales no cumplían con el tensor de esfuerzos determinado para la estación Col-11.



En esta tabla se observa que el Rapport estimado para las mediciones es de 0.9541 y con σ_1 posición vertical. Se puede decir que nos encontramos dentro de un régimen transcurrente-distensivo. El diagrama de fluctuación corrobora que los cálculos se ajustan a las mediciones realizadas.



Los resultados que de la estación del río Panaquire colocan a σ_1 en posición vertical y σ_2 y σ_3 en posiciones horizontales, lo cual indica que nos encontramos dentro de un régimen distensivo. Es importante señalar que el tensor obtenido para esta estación no es concluyente, debido a la carencia de datos.

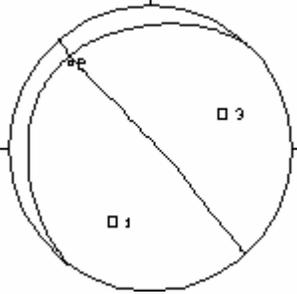
Estación de Río Cúpira	
Esfuerzos principales calculados por Etchecopar et al (1981)	Resultados obtenidos por el método de Angelier (1979)
$\sigma_1 = 208^\circ/41^\circ$ $\sigma_2 = 317^\circ/19^\circ$ $\sigma_3 = 064^\circ/41^\circ$	
R = No se puede calcular por falta de mediciones	

Fig. 5.26 Resultados obtenidos para la estación Río Cúpira

Esta tabla da como resultado un σ_1 en posición bastante oblicua, menos de 45° , lo cual podría indicar que nos encontramos dentro de un régimen transcurrente, aunque como solo se pudo realizar una sola medición en la estación, los resultados de esta estación no son confiables.

5.5.3 Fases de deformación:

Al observar las características geométricas de las fallas y sus tensores de esfuerzos se puede determinar que en el margen meridional de la cuenca de Barlovento ha sufrido solo una fase de deformación frágil. Esta fase corresponde a una fase de tipo distensivo, la cual se encuentra expresada en las estaciones Col-11 y Tap-02 (ver Fig. 5.23 y 5.24).

Al calcular los tensores de esfuerzos para las fallas medidas, se observa una clara tendencia a mantener el esfuerzo principal σ_1 en posición vertical, mientras que σ_2 permanece en posición horizontal. Los diagramas de fluctuación calculados para el margen meridional de la cuenca de Barlovento arrojan resultados bastantes confiables, considerando la falta de mediciones necesarias para obtener un resultado estadísticamente aceptable.

ESPÍNOLA y OLLARVES (2002) definen que las fallas pertenecientes a la fase de deformación distensiva de la cuenca de Barlovento son fallas sinsedimentarias, mientras que las pertenecientes a la segunda fase de deformación son de carácter postsedimentario.

Las fallas encontradas en el margen meridional de la cuenca son sinsedimentarias y postsedimentarias, pero se encuentran dentro de una misma fase de deformación además de que solo se encuentran afectando a las rocas más jóvenes de la cuenca (formaciones Caucagua y Mamporal).

Esta fase de deformación es de carácter transcurrente-distensivo, lo cual puede indicar que la cuenca se mantuvo en subsidencia hasta el Plioceno tardío, considerando las rocas sedimentarias afectadas por las fallas en donde se realizaron las mediciones.

El comportamiento distensivo de las estaciones microtectónicas levantadas se debe principalmente a su ubicación, cercana a fallas de comportamiento transcurrente-normal, las cuales definen el modelado de la cuenca de Barlovento, como una estructura de tipo graben.

ESPÍNOLA y OLLARVES (2002) al definir dos fases de deformación, plantean que la primera de ellas corresponde a un régimen distensivo, caracterizado por

fallamiento de tipo normal y fallas sinsedimentarias, con una edad que va desde el Mioceno Superior hasta el Plioceno Inferior.

La segunda fase de deformación definida para el margen septentrional de la cuenca de Barlovento por ESPÍNOLA y OLLARVES (2002) corresponde a una fase de deformación de tipo transcurrente, con fallas postsedimentarias y una edad que va desde el Plioceno Superior hasta el presente.

Para el margen meridional de la cuenca de Barlovento se define una sola fase de deformación, de carácter transcurrente-distensivo para edades comprendidas entre el Plioceno Tardío y el presente. Este resultado difiere con el obtenido para el margen septentrional de la cuenca, pero se puede explicar por la ubicación de las estaciones microtectónicas del margen meridional. Estas estaciones se encuentran ubicadas muy cercanas a fallas de comportamiento normal, las cuales definen la estructura de tipo graben en la cuenca de Barlovento.

5.6 INTEGRACIÓN DE LOS DATOS TECTÓNICOS

Por la información obtenida se observa la existencia de dos fases de deformación bajo régimen frágil dentro de la cuenca de Barlovento, (ver ESPÍNOLA y OLLARVES 2002). Se estima que estas fases de deformación se encuentren actuando desde el Mioceno hasta el presente, presentándose una primera fase de deformación a partir del Mioceno hasta el Plioceno de carácter distensivo y una segunda fase de deformación de carácter transcurrente-distensivo desde el Plioceno hasta el presente.

Diversos autores plantean también la presencia de dos fases de deformación (DIAZ 1982, AUDEMARD 1984, SOULAS 1985, BELTRÁN y GIRALDO 1989, BLANCO y GIRALDO 1992). La diferencia radica en que en general todos plantean que la segunda fase de deformación es de carácter compresivo, mientras que en la

cuenca de Barlovento se define una segunda fase de deformación de carácter transcurrente.

AUDEMARD, (1984) en su estudio tectónico de la Cuenca de Ocumare del Tuy, determina la existencia de dos fases de deformación con tensores de esfuerzos muy similares a los obtenidos en este trabajo para la Cuenca de Barlovento.

Los trabajos previos realizados en las zonas adyacentes a la Cuenca de Barlovento arrojan como resultado dos fases de deformación lo cual indica la existencia de dos fases de deformación frágil para la región nor-central de Venezuela desde el Mioceno hasta el presente.

5.6.1 Marco Geodinámico

SOULAS (1985) explica que el régimen más reciente de deformación crustal, empieza cerca del límite Plio-Pleistoceno, cuando se establece la geometría axial del borde meridional de la placa Caribe. Explica que el régimen, tectónico anterior se encontraba dominado por fallas normales sinsedimentarias en la región nor-central y nor-oriental del país.

PINDELL y BARRET (1990) proponen el desarrollo de zonas de límites rumbo deslizantes en los límites septentrional y meridional de la placa Caribe, lo cual se encuentra asociado con la migración hacia el este de la placa Caribe.

AUDEMARD y GIRALDO (1997) establecen que el límite meridional de la placa Caribe corresponde a la evolución cenozoica de la placa Caribe, con su movimiento relativo hacia el este. Presentan como evidencias la orogénesis de la cadena andina

venezolana, la cual se encuentra limitada al Plio-Cuaternario, con la profundización del Graben de Jambelí (Ecuador) desde comienzos del Plioceno. La activación de este límite se encuentra asociado a la sutura del arco panameño contra la previa fachada occidental de la placa de América del Sur, esta sutura es responsable de la expulsión hacia el norte del bloque de Maracaibo, limitado por los sistemas de fallas de Santa Marta-Bucaramanga y Boconó.

AUDEMARD (2002) propone que las cuencas septentrionales de Venezuela, resultan de un proceso de colapso orogénico regional, vinculándose este colapso orogénico al cambio geodinámico registrado hace 15-17 Ma a lo largo de todo el norte de Venezuela (activación de la transurrencia dextral de la placa Caribe sobre Sudamérica).

Los modelos anteriores plantean un cambio del régimen geodinámico del margen septentrional de Suramérica para el Mioceno-Plioceno, provocado por la activación de la transurrencia dextral del límite meridional de la placa Caribe, el cual es generado por la subducción plana de la placa de Nazca por debajo de la placa Suramericana (Andes Bolivianos). AUDEMARD y GIRALDO (1997). Esto genera la cuenca graben de Jambelí (Ecuador), por el acoplamiento de ambas placas, lo cual produce más al norte la expulsión del bloque de Maracaibo, activando la falla de Boconó como límite meridional de la placa Caribe. (Comunicación personal AUDEMARD, 2002).

Producto de estos cambios geodinámicos se pueden generar una serie de procesos de “relajación del sistema”, en los cuales, producto de la activación y desactivación de ciertos sistemas de fallas, provoca un “descanso” del marco geodinámico mientras los esfuerzos tectónicos se reparten bajo la nueva configuración, lo cual genera estructuras de tipo distensivo a nivel regional.

Las estructura que define la cuenca de Barlovento corresponde a una estructura de tipo graben definida por las fallas de Píritu al oeste y San Mateo al este. La cuenca de Barlovento corresponde al extremo occidental de esta estructura tipo graben (**ver Fig 25**). A estas fallas le sigue una serie de fallas con orientación NW-NNW, las cuales termina de definir la estructura graben.

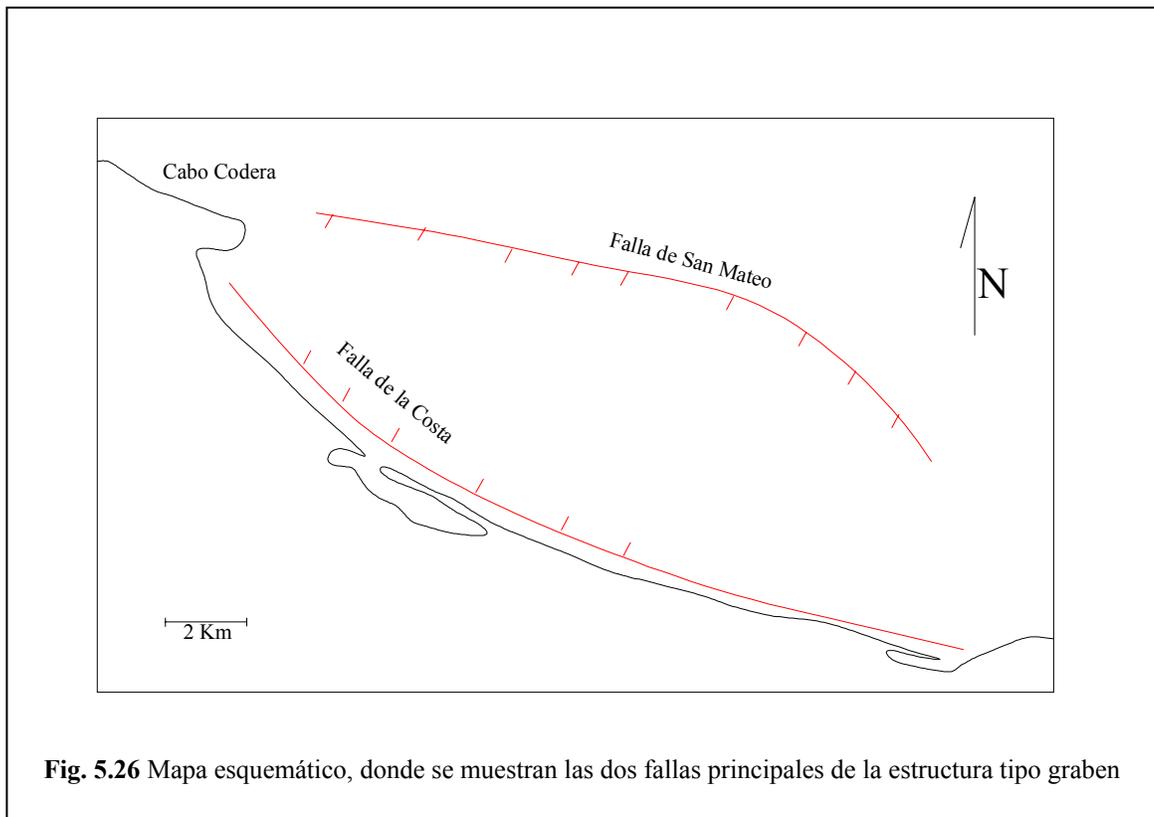


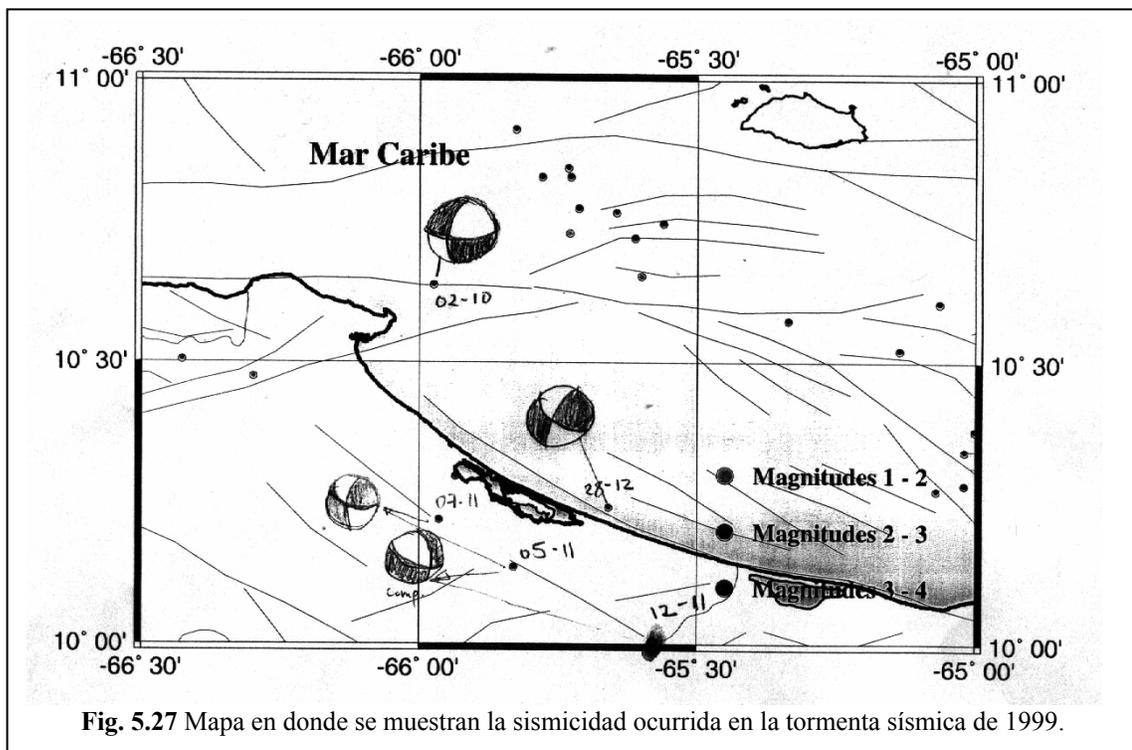
Fig. 5.26 Mapa esquemático, donde se muestran las dos fallas principales de la estructura tipo graben

Sismicidad Actual:

La cuenca de Barlovento presenta registros de sismicidad actual, lo que indica que a nivel tectónico la cuenca sigue activa. Estas sismicidad es reportada por una serie de

sismos ocurridos en 1.999, los cuales presentan una serie de mecanismos focales registrados por el departamento de sismología de FUNVISIS.

Se registraron una serie de sismos, en las cercanías de las fallas de Píritu y la falla de los Colorados (**ver Fig. 5.27**), las cuales presentan mecanismos focales de movimientos normales y transcurrentes, especialmente para los sismos de 05/11 y 07/11 de 1999. estos mecanismos focales no son del todo confiables, debido a que presentan muy pocas llegadas, pero dan una idea del comportamiento de dichas fallas, especialmente la falla de los Colorados, la cual presenta un movimiento dextral-normal, el cual también es corroborado por la información obtenida de las estaciones microtectónicas.



La presencia de sismicidad actual en la cuenca de Barlovento indica que dicha cuenca es tectónicamente activa, lo cual permite decir que la configuración actual de la cuenca sigue en proceso de formación.

6 INTEGRACIÓN ENTRE LA CUENCA DE BARLOVENTO Y LA PLATAFORMA DE UNARE

6.1 GENERALIDADES:

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) definen a la Plataforma de Unare como un área que se extiende en dirección este-oeste, desde Cumaná, en la boca del Golfo de Cariaco hasta el Farallón Centinela al norte de cabo Codera. Limita en la costa del estado Miranda con una forma cóncava hacia el noreste y su límite con la fosa de Cariaco presenta dos concavidades simétricas hacia el norte, que da a la plataforma una anchura máxima central de 47 Km, con anchuras en los extremos de 1 Km en Cumaná y 6 Km en Cabo Codera. La profundidad de la plataforma varía entre los 90 m y los 100 m. También menciona que el extremo occidental de la fosa de Cariaco se continúa con la cuenca del bajo Tuy y ambas han sido descritas como Cuenca de Tuy-Cariaco por YOUNG *et al.* (1956).

Las facies sedimentarias que se esperan encontrar en el subsuelo de la plataforma de Unare corresponden a un complejo deltaico progradante hacia el norte. GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) plantean que el área se desarrolló a comienzos del Mioceno como una serie de deltas marinos que se depositan sobre rocas metamórficas. Posteriormente durante el Plioceno-Pleistoceno ocurrió un cambio dinámico, que resultó en un aumento de la erosión y una reactivación de la actividad tectónica lo que originó una serie de movimientos transversales a lo largo de las principales fallas, lo que desarrollándose una serie de pilares y grabens con expresión máxima en los altos de las islas de Píritu, La Tortuga y en la Fosa de Cariaco.

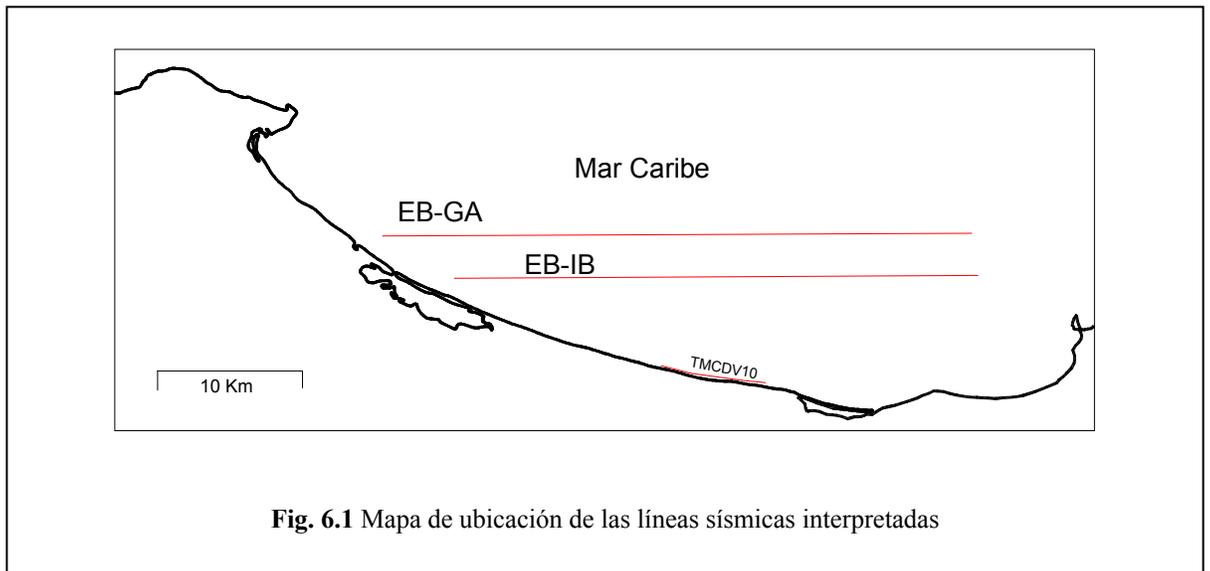
Es importante señalar que ESPINOSA & DAZA (1985) plantean la existencia de dos periodos mayores de actividad, el primero de ellos durante el pre-Mioceno con la formación de las fallas transcurrentes de Urica, San Mateo y Margarita, cuya orientación es de NNW a NW. El segundo periodo durante el Plioceno-Pleistoceno

cuando mecanismos de esfuerzos de extensión formaron la Fosa de Cariaco entre los sistemas de fallas de El Pilar y Morón.

6.2 INTERPRETACIÓN DE LÍNEAS SÍSMICAS

En el presente trabajo se realiza la interpretación y análisis de una serie de líneas sísmicas las cuales permiten realizar una correlación con los datos obtenidos en superficie con las estructuras presentes en el subsuelo. Esto permite realizar un mejor modelado para la cuenca de Barlovento, pudiendo así determinar de mejor manera su historia geológica.

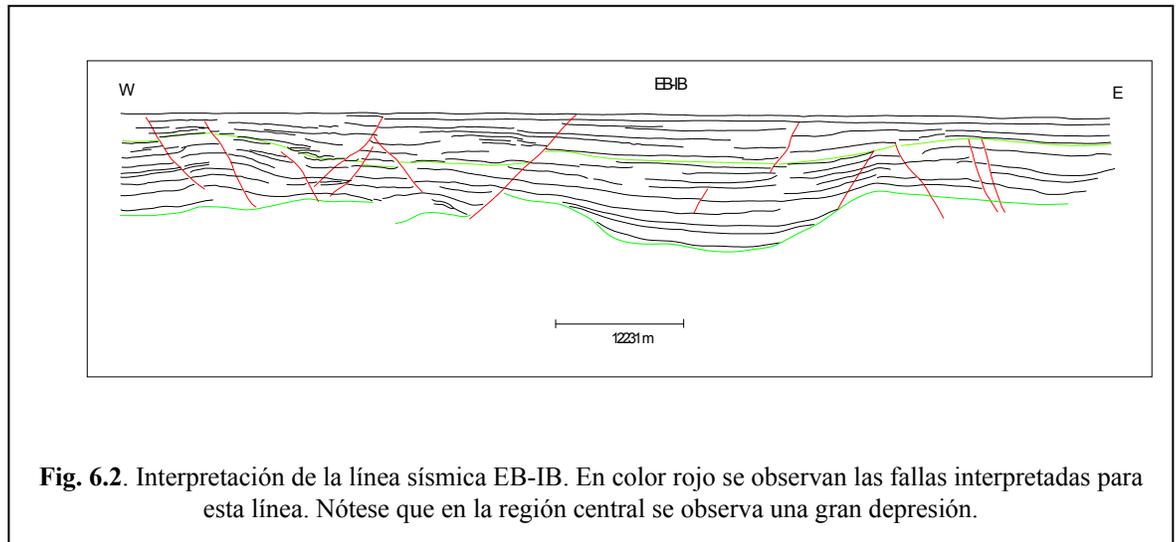
En el presente trabajo se realiza la interpretación de una serie de líneas sísmicas de las cuales solo se coloca la interpretación de tres de ellas (**ver Fig. 6.1**).



La interpretación de la línea sísmica tanto EB-IB como EB-GA, presenta a nivel estructural un graben, en la cual se observan dos sistemas de fallas, ambos de

movimiento normal, las cuales presentan buzamientos de 45-60° hacia el este y hacia el oeste respectivamente. (ver Figs. 6.2, 6.3 y 6.4).

En la Fig. 6.2 se observa una depresión bastante marcada, la cual puede responder a la subsidencia de la cuenca en ese sector, a nivel de la zona central de la línea. Los reflectores en la zona central de la línea, descansan de manera discordante sobre los bordes de la depresión, lo cual evidencia la presencia de una subsidencia en este sector. Hacia el tope de la sección se observa otra discordancia, muy visible en la región central de la sección, en donde los reflectores presentan terminaciones con solapamiento (*on lap*) hacia el oeste de la sección. Se aprecia claramente una alta densidad de fallas en el oeste de la sección, presentándose en su mayoría fallas con buzamientos hacia el este. De manera general los reflectores no presentan mucha deformación a excepción de la deformación ocasionada por las fallas presentes y la flexura observada en la zona central de la línea.



En la Fig. 6.3 se observa una alta densidad de fallas en la región occidental de la línea, presentándose fallas de 45-60° de buzamiento hacia el este y hacia el oeste, con mayor abundancia de fallas que buzanan hacia el oeste. En la región oriental se observa una gran falla, con buzamiento hacia el oeste, la cual también marca un salto

importante dentro de la secuencia. Este salto solo se presenta en la zona oriental, mientras que en la zona occidental se observa que los reflectores afectados por esta falla muestran una geometría de solapamiento (*on lap*) sobre la discordancia en la que descansan y sobre reflectores inferiores a ellos. Al igual que en la línea anterior, los reflectores no presentan casi ninguna deformación.

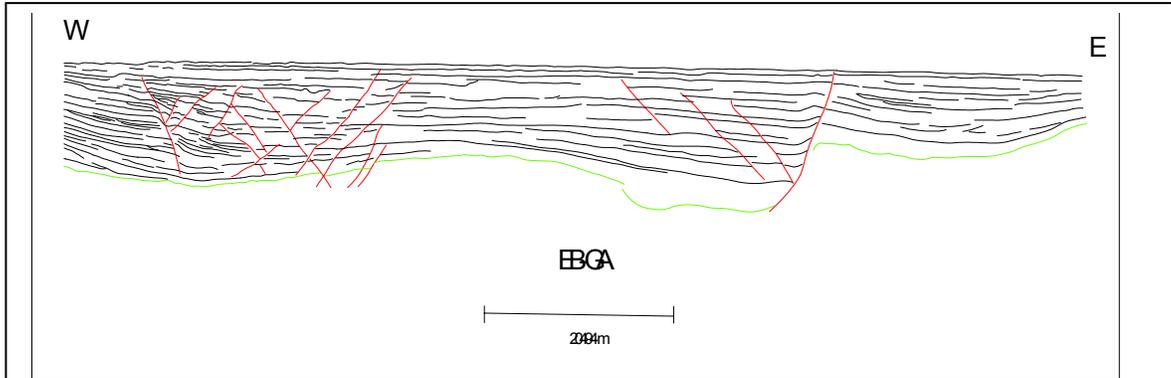
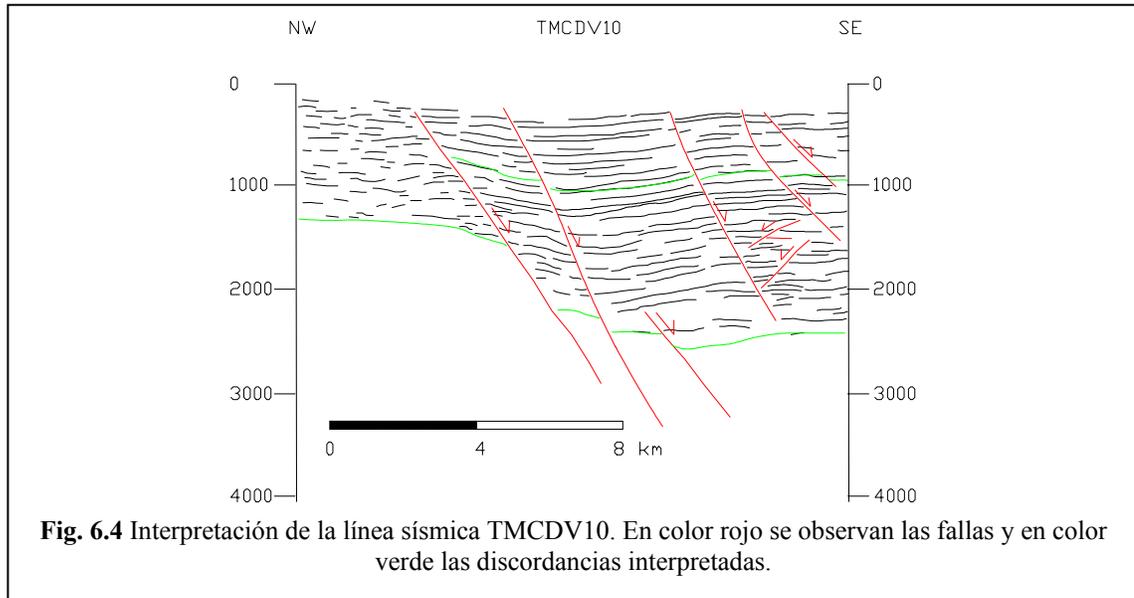


Fig.6.3 Interpretación de la línea sísmica EB-GA. En color rojo se observan las fallas interpretadas para esta línea. Nótese el salto producto de la falla en la región oriental de la línea.

En la **Fig. 6.4** se observa una serie de fallas normales con buzamiento hacia el este. Estas fallas se presentan con una estructuración escalonada hacia el este. Son fallas de alto ángulo y de comportamiento normal. Las discordancias se observan por solapamientos (*on-lap.*). Resalta la falla que se encuentra más hacia el noroeste de la sección, en la cual se observa un gran salto y una sedimentación sintectónica dentro de la misma, lo cual evidencia la existencia de una falla importante dentro de la zona. esta falla correspondería a la falla de Píritu (conocida como Falla de la Costa).

En el ámbito estratigráfico, las líneas interpretadas indican la presencia de una inconformidad, sobre el basamento. Dentro de la secuencia se observa una discordancia, la cual se encuentra evidenciada por la presencia de secuencias solapadas (*on lap*). (ver **Fig. 6.2, 6.3 6.4**). ESPINOSA & DAZA (1985) plantean que el contacto discordante entre el Plioceno y el Pleistoceno se encuentra entre 500 y

700 m en la Plataforma de Unare. También reportan el contacto Pleistoceno-Holoceno como discordante en la mayor parte del área. El contacto Plioceno-Pleistoceno se observa mejor en la línea sísmica EB-IB, en donde se definen mejor los reflectores que marcan este cambio con un solapamiento (*on lap*). (ver Fig. 6.2)



En la interpretación de las líneas se corrobora la presencia de una falla, la cual controla la forma de la costa y es conocida como falla de la Costa-Santa Inés (BLANCO & GIRALDO 1992).

Es importante señalar que la depresión observada en las líneas antes mencionadas (ver Figs. 6.2, 6.3 y 6.4) presenta las características de una estructura de tipo graben, lo cual es mencionado por ESPINOSA Y DAZA (1985) y BLANCO & GIRALDO (1992), quienes proponen que el sistema de fallas de Urica presenta una estructura de tipo graben en la ensenada de Barcelona, el cual se encuentra limitado al norte por el sistema de fallas de Urica (URBINA & LOAZIA 1988) y al sur por la falla de la Costa. Ambas fallas presentan una orientación de NW-SE y presentan un movimiento normal. Esta estructura se conoce como el graben de la Ensenada de Barcelona.

Al relacionar las líneas sísmicas analizadas con lo obtenido en superficie y algunas líneas dentro de la cuenca de Barlovento se puede determinar que la estructura de semi-graben definida para la cuenca de Barlovento corresponde al ramal occidental del graben descrito como graben de la Ensenada de Barcelona.

7. INTERPRETACIÓN DE DATOS

En el estudio estratigráfico se observa que las litologías presentes en el extremo occidental del margen meridional de la cuenca de Barlovento están conformadas principalmente por conglomerados y areniscas, con un menor porcentaje en el contenido de arcilitas (**ver Fig. 4.28 y 4.29**).

Hacia el este, estas litologías cambian y presentan un mayor porcentaje de arcilitas, disminuyendo de manera considerable la proporción de areniscas (**ver Figs. 4.28, 4.30 y 4.31**). En esta zona las litologías presentan una mayor distribución areal (**ver anexo.2**)

Esto permitió definir dos unidades litoestratigráficas:

- **Formación Caucagua:** se define por contener un alto porcentaje de rocas clásticas gruesas (conglomerados y areniscas gruesas) y un bajo porcentaje de arcilitas, las cuales se presentan generalmente en forma de lentes. Hacia el extremo sureste, en la sección del río Panaquire, el porcentaje de arcilitas aumenta considerablemente, llegando hasta un 30%. Esta unidad presenta un basculamiento de 10° a 30° hacia el norte, con rumbos que van de N-S a NNW
- **Formación Mamporal:** en esta unidad aumenta el porcentaje de arcilitas y conglomerados, disminuyendo la proporción de areniscas. Su disposición estratigráfica es suprayacente a la unidad a la Formación Caucagua y presenta un leve basculamiento, el cual no excede los 10° de buzamiento hacia el norte, con rumbos generales E-W.

Las características litológicas de cada unidad corresponden a una sedimentación en ambiente continental, específicamente en ambientes fluviales, dominados por corrientes entrelazadas y abanicos aluviales (**ver Fig. 4.50**).

Por su posición estratigráfica, la Formación Caucagua es más antigua que la Formación Mamporal. No se pudo determinar las edades en ambas unidades debido a la carencia de registro fósil. Por lo tanto, se utilizaron los datos de MÉNDEZ y SCHERER (1997), quienes proponen una edad de Pleistoceno Inferior para la Formación Caucagua y Pleistoceno Medio-Superior para la Formación Mamporal.

Las unidades litoestratigráficas descritas corresponden con las unidades geomorfológicas descritas en el capítulo 2. Cada unidad se encuentra representada por una topografía característica. La Formación Caucagua se encuentra representada por la sub-unidad de Colinas Alargadas (U.II.1) y la Formación Mamporal por la sub-unidad de Cuencas Bajas (U.II.2).

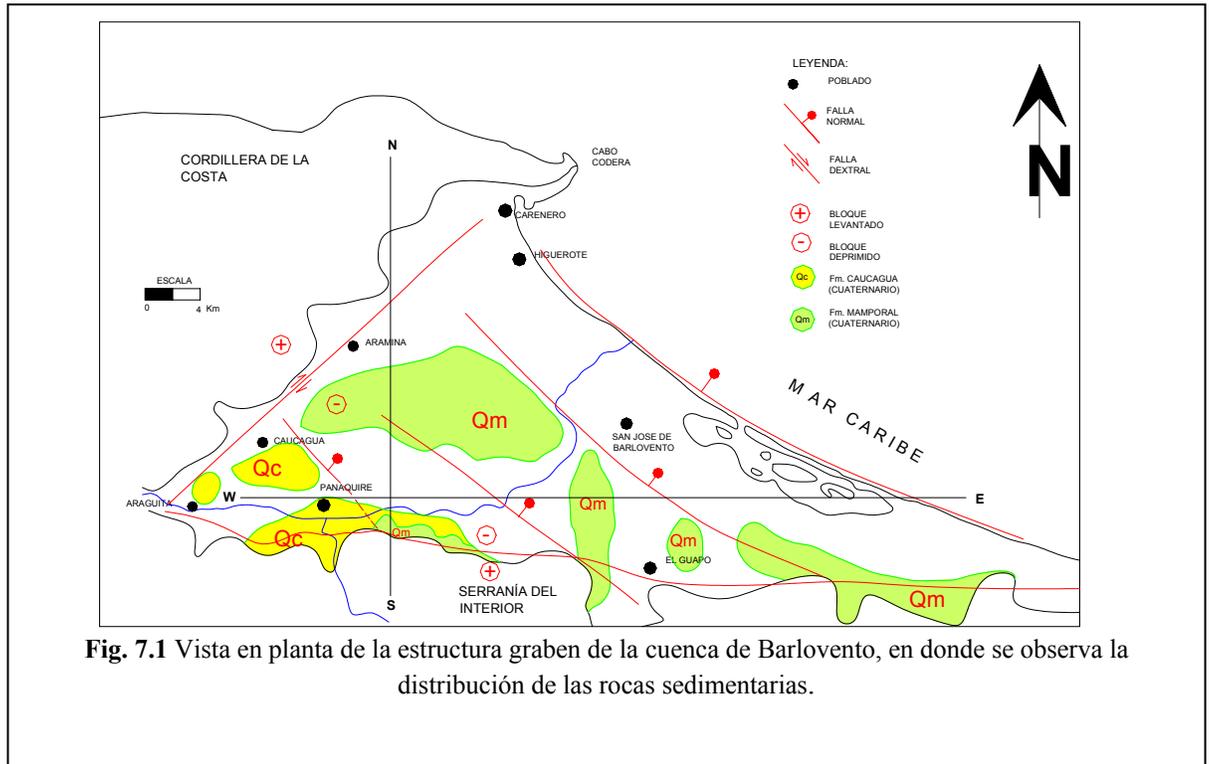
En el ámbito estructural se observan dos grandes familias de fallas, unas con rumbo NW-SE y la otra familia con rumbo E-W (**ver Fig. 5.6**). La primera familia de fallas es la más significativa dentro del margen meridional de la cuenca de Barlovento y presentan un movimiento normal-dextral determinado por las evidencias geomorfológicas observadas en estas fallas (**ver Anexo 1**). La segunda familia de fallas corresponde al contacto meridional entre las unidades geomorfológicas UI y UII.

En las estaciones microtectónicas se definió una fase de deformación frágil de tipo transcurrente-distensivo, evidenciada por el Rapport obtenido para las estaciones microtectónicas (de 0.9541 para Tap-02 y 0.7932 para Col-11) y la posición de σ_1 y σ_2 en las estaciones de Tap-02 y Col-11 en donde dichos esfuerzos se ubican en posición vertical y casi horizontal respectivamente. En la estación del río Panaquire y río Cúpira no se obtienen resultados consistentes, por la carencia de mediciones en dichos afloramientos, lo cual puede generar cualquier tensor de esfuerzos.

7.2 MODELO GENÉTICO DE LA CUENCA

La cuenca de Barlovento se define como una cuenca de tipo graben, correspondiendo específicamente al extremo occidental del graben de la Ensenada de Barcelona.

Éste se encuentra dominado por un sistema de fallas con orientación de NNW. Estas fallas son de movimiento normal y presentan una vergencia hacia el NE. Por lo tanto la cuenca se encuentra soportada por una serie de bloques dispuestos en forma escalonada en sentido NE (ver Fig. 7.1).



La cuenca de Barlovento presenta dos fases de deformación. La primera fase de carácter distensivo y una segunda fase de carácter transcurrente; con la primera fase

registrada sólo en el margen septentrional de la cuenca (ESPÍNOLA y OLLARVES, 2002).

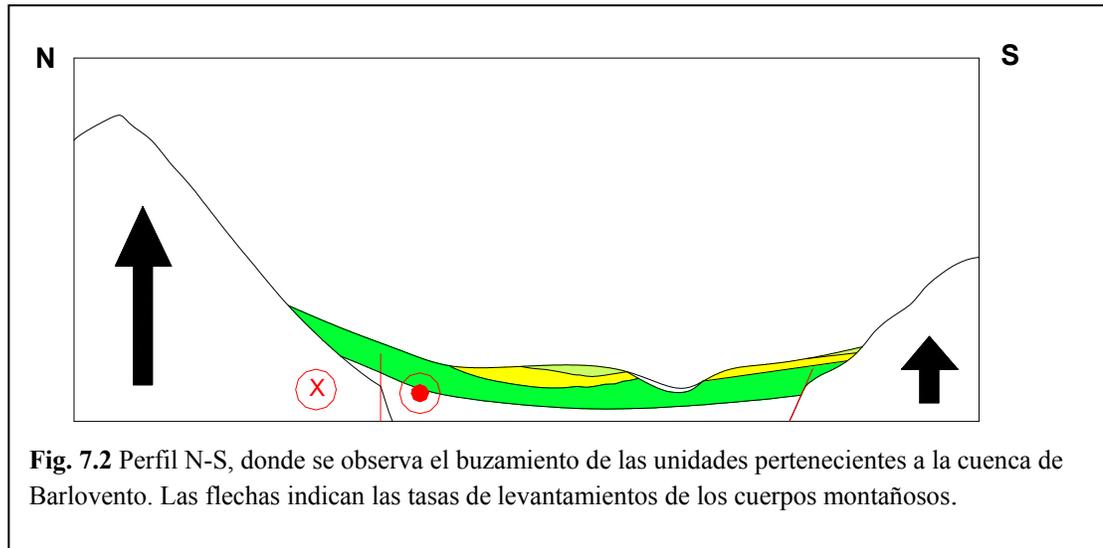
La primera fase de deformación presenta un tensor de esfuerzos con σ_1 vertical, σ_2 en dirección NW-SE y σ_3 en dirección NE-SW. El margen meridional de la cuenca presenta un a compresión de orientación NW-SE y una extensión con orientación NE-SW.

La segunda fase de deformación presenta un σ_2 en posición vertical, teniendo compresión con dirección NW-SE, con una extensión en dirección NE-SW (ESPÍNOLA y OLLARVES, 2002). En el margen meridional de la cuenca de Barlovento esta segunda fase de deformación se presenta como una deformación transcurrente-distensiva.

La fase de deformación distensiva es la causante de la formación de la estructura tipo graben, que aun domina el margen meridional de la cuenca, aunque con una componente dextral, producto de la segunda fase de deformación. Esta fase de deformación afectó a las formaciones encontradas en esta zona, funcionando de manera sincrónica con la depositación de la Formación Caucagua y posteriormente con la depositación de la Formación Mamporal, la cual es la formación de menor edad que aflora en la cuenca.

Por la disposición de los sedimentos dentro de la cuenca se establece que la Cordillera de la Costa presenta una tasa de levantamiento más elevada que la serranía del Interior, lo cual generó un basculamiento hacia el sur de las unidades marinas y continentales depositadas en el norte (**ver Fig. 7.2**). Como evidencia de este levantamiento se tiene el trazado del río Tuy, el cual, dentro de la cuenca se mantiene ubicado hacia el borde meridional de la cuenca, debido a que la cuenca se ha convertido en un valle asimétrico. Adicionalmente expone a la erosión las unidades sedimentarias terciarias más antiguas.

La Serranía del Interior mantiene un levantamiento, el cual se encuentra evidenciado por la secuencia estratigráfica de ambiente continental que aflora en el margen meridional, pertenecientes a las formaciones Caucagua y Mamporal. Esta secuencia presenta un basculamiento hacia el norte (ver Fig. 7.2)



Las secuencias continentales pertenecientes a las formaciones Caucagua y Mamporal se depositaron bajo un régimen de control tectónico, creando secuencias de depósitos sinsedimentarios. Esto se observa claramente en la Formación Caucagua, la cual, en la sección del pueblo de Agua Blanca, presenta discordancias intraformacionales con pequeñas diferencias entre los ángulos de buzamientos de las capas superior e inferiores de la secuencia.

Esto se debe a que durante la depositación, la cuenca sufre etapas de colmatación de sedimentos, periodos durante el cual los sedimentos invaden la línea de costa de manera regresiva. Esta cuenca al estar tectónicamente activa sufre un nuevo periodo de subsidencia, producto de una etapa de reactivación tectónica. Al ocurrir esto, los bloques del graben se basculan en sentido NE-SW, hacia el centro de la estructura, arrastrando consigo toda la secuencia sedimentaria suprayacente, la cual también sufre un leve basculamiento en el mismo sentido.

Esta última etapa genera el espacio necesario para depositar una nueva secuencia sobre la anterior, creando de esta manera las discordancias intraformacionales observadas de manera local, cada una asociada a periodos de mayor intensidad sísmica.

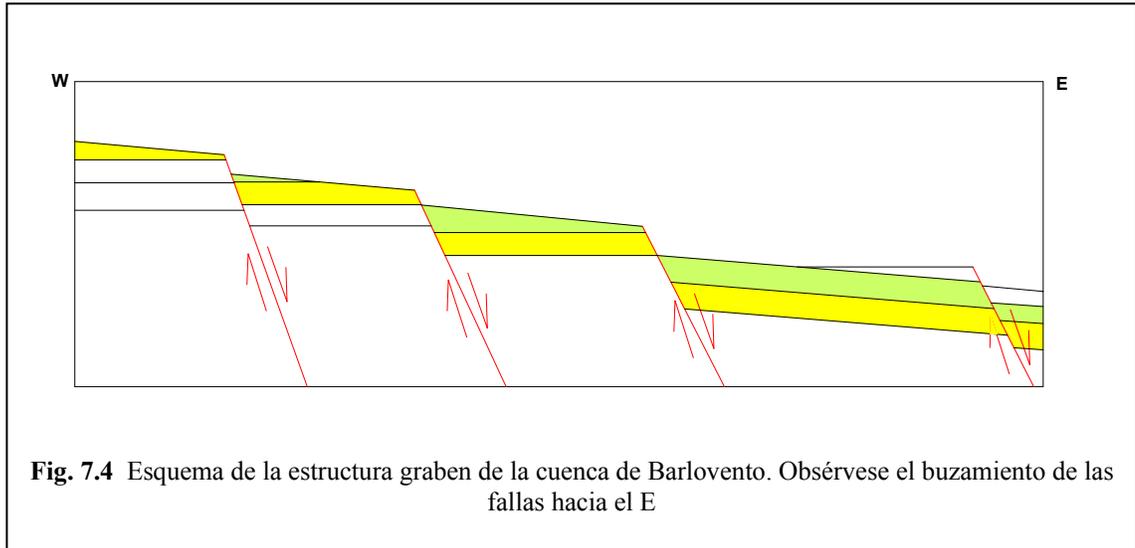
Otra evidencia de este proceso es que hacia la zona de Tapipa Grande, donde se encuentra la mayor elevación topográfica de la Formación Caucagua, las capas presentan un buzamiento máximo de 10° hacia el norte, manteniendo una tendencia de rumbos NW. Mientras que las de la base de la sección ubicadas en Panaquire y en el afloramiento Tap-02 presentan buzamientos entre 20-30° al norte, conservando la dirección de rumbo.

Por encima de la Formación Caucagua se depositó la Formación Mamporal, la cual también se depósito bajo el mismo régimen tectónico activo. Durante la depositación de esta secuencia la cuenca sufrió perturbaciones sísmicas cíclicas, lo que provocó, que las arenas de estas secuencia, recientemente depositadas y con alta saturación en agua, sufrieran fuertes procesos de licuación, formando estructuras internas típicas de este proceso (estratificaciones circulares y/o convolutas) (**ver Fig. 5.10**). Este proceso se repite cíclicamente evidenciado en los diferentes niveles de areniscas deformados en las secciones levantadas.

Este fenómeno provocó que las capas de la Formación Mamporal se bascularan levemente hacia el norte, alcanzando inclinaciones máximas de 10° y con rumbos de E-W. Estas capas tienden a horizontalizarse hacia el borde septentrional de la cuenca, donde descansan en discordancia sobre la Formación Caucagua (ESPÍNOLA y OLLARVES, 2002).

Esta cuenca graben ha controlado todo el proceso de sedimentación de la depresión de Barlovento. Por lo tanto, debido a la forma escalonada con hundimiento incremental hacia el NE que esta presenta, los ambientes depositacionales cambian en

sentido SW-NE y se plantea una serie de depósitos sincrónicos con facies y litologías deferentes (ver Fig. 7.4).



En este caso, los depósitos ubicados hacia el oeste de la cuenca serían depósitos de ambientes continentales, mientras que a medida que nos movemos hacia el este, los depósitos tendrían a ser de ambientes transicionales hasta llegar a los depósitos marinos. Esto podría seguir ocurriendo en la actualidad en la cuenca de Barlovento, lo cual puede estar demostrado, ya que al oeste la cuenca se encuentra dominada por depósitos continentales aportados por el río Tuy y sus tributarios provenientes de las Cordillera de la Costa y de la Serranía del Interior. Hacia el este se puede observar una etapa transicional representada por la Laguna de Tacarigua, tal zona se encuentra limitada al oeste por una falla normal, la cual es causante del trazado en bayoneta del río Tuy, y al este se encuentra limitada por la falla de Píritu (conocida como Falla de la Costa), de la cual se demostró su existencia en este trabajo. Al este de esta falla se mantiene una zona depositacional de ambientes marinos someros, a su vez limitado por la actual línea de costa. Esto podría ser un ejemplo claro de depositación controlada por la tectónica.

Este fenómeno podría explicar la disposición de las rocas sedimentarias presentes en el margen septentrional de la cuenca de Barlovento. Ya que las facies más continentales se ubican hacia el oeste (Formación Cumaca) y gradan a facies marinas hacia el NE, véase Formaciones Aramina y Carenero (ver ESPÍNOLA y OLLARVES, 2002).

Lo que indica que la cuenca presenta este comportamiento desde por lo menos el Plioceno.

CONCLUSIONES

En el margen meridional de la cuenca de Barlovento:

- Se definen dos unidades litoestratigráficas:
 1. **Formación Caucagua:** caracterizada por conglomerados y areniscas gruesas, con un bajo porcentaje de arcilitas. Presentan una disposición estratigráfica con un rumbo general de NNW, con buzamientos que no exceden los 30° al norte.
 2. **Formación Mamporal:** caracterizada por presentar un mayor porcentaje de arcilitas y conglomerados con una disminución en el porcentaje de areniscas. Los estratos de esta unidad tienen rumbo E-W, con buzamientos máximos de 10° al norte.
- Los ambientes de ambas unidades son de tipo continental, específicamente de tipo fluvial, dominados por corrientes entrelazadas y abanicos aluviales.
- El contacto entre estas unidades es de tipo discordante.
- El espesor mínimo para la Formación Caucagua es de 90-100 m y de 120 m para la Formación Mamporal.
- La edad de la Formación Caucagua es Pleistoceno inferior y para la Formación Mamporal Pleistoceno medio-superior. Estas edades fueron determinadas en trabajos previos.

- Se observan dos familias de fallas principales, una con rumbo NNW y otra con rumbo E-W, ambas de comportamiento transcurrente dextral.
- En el ámbito micro-tectónico se obtiene como resultado una fase de deformación de tipo transcurrente-distensivo, para el margen meridional de la cuenca. Con σ_1 en posición vertical y σ_2 y σ_3 en posición horizontal.
- En la plataforma de Unare se define una estructura de tipo graben, conocida como graben de la Ensenada de Barcelona, el cual se encuentra limitado al norte por la falla de San Mateo y al sur por la falla de Píritu.
- La cuenca de Barlovento se define como la parte occidental del graben de la ensenada de Barcelona, producto de un colapso orogénico generado por la geodinámica presente en el norte de Venezuela a partir del Mioceno.

RECOMENDACIONES:

- Se recomienda realizar estudios de datación geocronológica en la cuenca de Barlovento, para poder definir de forma cronológica las unidades litoestratigráficas definidas en el presente trabajo. Especialmente estudios de palinología en las secciones del río Macaira y el afloramiento Pt-04.
- También se recomienda la realización de estudios paleosismológicos mas detallados en el área de estudio, especialmente en la estación microtectónica de Col-11.

9.- BIBLIOGRAFÍA

- AGUERREVERE, S. & G. ZULOAGA. 1937. Observaciones geológicas de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Bol. Geol. Y Min.*, Caracas, 1(2-4): 8-24.
- ANDERSON, E. 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Oliver & Boyd, Edinburgh, 206 p.
- ANDREWS, P. 1930. A geological reconnaissance of eastern Miranda, Venezuela, S.A. Informe inédito, Richmont Petroleum Co., *Archivos LAGOVEN. Informe 2100.11-1*.
- ANGELIER, J. 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56: 17-26.
- ASUAJE, L. 1972. Geología de la región de Guatire-Cabo Codera. *Mem. IV Congr. Geol. Venezolano, Bol. Geol.*, Publ Esp. V, 3:1289-1290.
- AUDEMARD, F. 1984 Evaluación geológica de la cuenca del Tuy para fines de investigaciones neotectónicas. UCV. Dpto. Geología. Trabajo especial de grado. Inédito. 226 p.
- AUDEMARD, F. 2002. Syn-sedimentary extensional tectonics in the River Tuy Basin, northern Venezuela: implications on basin genesis southern Caribbean Geodynamics. *Mem. XI Congr. Venez. de Geofísica*, Caracas, disco compacto.
- AUDEMARD, F. & C. GIRALDO. 1997. Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela Septentrional. *VIII Cong Geol Venezolano*, Porlamar, 1:101-108.
- AUDEMARD, F.; G. ROMERO & H. RENDON. 1999. *Sismicidad, Neotectónica y Campo de Esfuerzos del Norte de Venezuela*. FUNVISIS. Informe Inédito para PDVSA-CVP. 221 pp + disco Zip.

-
- AUDEMARD, F., J. COX, R. DART., K. HALLER & M. MACHETTE. 2000. Map and database of quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. *USGS*. Reporte 00-018. 82 p.
- BELTRAN, C. & GIRALDO, C. 1989. Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela.. *Mem. VII Congr Geol Venezolano*, Barquisimeto, 3:1000-1021.
- BERMÚDEZ, P. 1966. Consideraciones sobre los sedimentos del mioceno medio al reciente de las costas central y oriental de Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 7 (14): 333-441.
- BLANCO, B. & C. GIRALDO. 1992. Síntesis tectono-estratigráfica de la cuenca Tuy – Cariaco y plataforma externa. *Mem. VI Congr. Venez. de Geofísica*, Caracas, II:47-51.
- BRAVO & VILAS. 2002. *Estudio microtectónico de la vertiente norte del macizo Ávila, entre Punta Care y La Guaira, estado Vargas*. U.C.V. Dpto. Geología. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 243 p.
- BOTT, M. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- BUCHER, W. 1952. Geologic structure and orogenic history of Venezuela, *Geol. Soc. Am.*, Mem. 49, 113 p.
- CAREY, E. & B. BRUNIER. 1974. Analyse theorique et numerique d'une modéle élémentaire appliqué a l'étude d'une population de failles. *C.R. Acad. So. Paris*. 279 (D), 891-894.
- CASAS, A., I. GIL & J. SIMÓN. 1990. Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geol.* 46: 385-398.
- DAVIS, G. 1984. *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons, New York. 492 p.

-
- DENGO, G. 1951. Geología de la región de Caracas. *Bol. Geol.*, Caracas, 1 (1): 39-115.
- DIAZ, I. 1982. Geología del mioceno-plioceno en el flanco sur de la Cordillera de la Costa, entre Mesa de Urape (SW) y Cabo Codera (NE), NE del Estado Miranda. UCV. Depto. de Geología, Trabajo Especial de Grado. Inédito. 392 p.
- DURNEY, D. & J. RAMSAY. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. *Gravity and Tectonics*: John Wiley & Sons, New York, p. 67-96.
- DUSENBURY, A. 1956. Aramina, Formación. Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1ra. Ed., *Bol. Geol.*, Publ, Esp. I:78-79.
- ESPÍNOLA, E. & OLLARVES, R.(2002) Estudio Tectono-Estratigráfico del Margen Meridional de la Cuenca de Barlovento, Esatdo Miranda: Implicaciones Neotectónicas. U.C.V. Departamento de Geología. Trabajo especiao de Grado. 240 p.
- ESPINOSA E. & J. DAZA. 1986. Evaluación geológica y condiciones geotécnicas de las plataformas de Unare y La Tortuga – Margarita. *Mem. VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 7: 4591 4610.
- ETHECOPAR, A., G. VASSEUR & M. DAIGNIERES. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Jou. Struct. Geol.*, 3 1): 51-65.
- FANTI O., L. FRONTADO & A. VECCHIO. 1980. *Tectónica y sismicidad del área de Caracas y sus alrededores*. UCV. Depto. de Geología. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 132p.
- FEO CODECIDO, G. 1962. Contribution to the geology of north-central Venezuela. *Asoc. Venez. Geol. Min. Petrol.*, Bol. Inf. 5(5): 119-142.

-
- FURRER, M. & URBANI, F. 1973. Nuevas localidades fosilíferas en las formaciones Las Mercedes y Guárico, Estado Miranda. *Bol. Soc. Ven. Espel.*, 4 (2): 135-139.
- GARCIA, G. 1977. *Geología del área de Cabo Codera, Estado Miranda*. UCV. Depto. de Geología. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 172 p.
- GIUNTA, G., S. CARNEMOLLA, R. CUSIMANO & R. DI NATALE. 1990. La Cuenca hidrográfica del río Tuy. Norte de Venezuela. *Instituto Italo-Latino Americano*. Serie 2.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., A. ITURRALDE & X. PICARD. 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Ed. Foninves, 2 tomos, 1021 p.
- GRASES, J., R. ALTEZ & M. LUGO. 1999. *Catálogo de Sismos Sentidos o Destruidores Venezuela 1530/1998*. Editorial Innovación Tecnológica. UCV. Fac. Ing. 654 p.
- HANCOCK. 1994. *Continental deformation*. Oxford: Pergamon press. 421 p.
- HATCHER, R. 1995. *Structural Geology*. New Jersey: Prentice Hall. 525 p.
- HUBER, O. 1994. *Mapa de vegetación de Venezuela*. Oscar Todtmann editores, Caracas, 320 p.
- KEHRER, L. (1930) Report covering the geological exploration of the Tuy area and adjacent regions, State of Miranda, Venezuela, S.A. The Carribean Petroleum Co., La Rosa. *Archivos LAGOVEN*. Informe 2100.11-0.
- KOEPPEN, W. 1948. *Climatología*. Fondo de cultura económica. México. 439 p.
- LISLE, R. 1987. Principal stress orientations from faults: an additional constraint. *Annales Tectonicae*, I (2): 155-158.
- LISTER, G., M. ETHERIDGE & P. SYMONDS. 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 6:617-638.

- MCKENZIE, D. 1969. The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59: 591-601.
- MACSOTAY, O., T. PERAZA, M. WEHRMANN. 1995. Grupo Cubagua: Ciclo molásico marino (III) de edad Mioceno Tardío-Plioceno Temprano de Venezuela nor-oriental. *Bol. Geol.*, Caracas, Publ. Esp. 10: 164-176.
- MENCHER, E., E. FICHTER, H. RENZ, E. WALLIS, O. RENZ, J. PATTERSON & R. ROBIE. 1951. Texto de las monografías presentadas en la Convención Nacional del Petróleo. Ofic. *Técnicas de Hidrocarburos. Min Minas e Hidrocarburos.* p 1-80.
- MÉNDEZ, J., W. SCHERER. 1997. Tabla de correlación del Cuaternario en Venezuela. *Mem. VIII Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 2: 107-113.
- MENENDEZ, V. 1966 Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. *Bol. Geol. Caracas*, 8 (15): 116-139.
- MERCIER, J. & P. VERGELY. 1999. *Tectónica*. México, Limusa. 259 p.
- MOORE, G. 1931. Geology and oil possibilities of the Río Tuy and Cupira Basins, Districts of Acevedo, Paez and Brion. State of Miranda, Venezuela. *Archivos LAGOVEN*, Informe 2100.109-2.
- OSTOS, M. 1990. Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos*, Caracas, 30: 1-294.
- PATRICK, H. 1958. Geology of the Cariaco Basin. *Archivos LAGOVEN*, informe 2000.11-2.
- PETRÓLEOS DE VENEZUELA S.A. 1993. *Imagen de Venezuela, una visión espacial*. Caracas, 271 p.
- PICARD, X. & N. PIMENTEL. 1968. Geología de la Cuenca de Santa Lucia-Ocumare del Tuy. *Bol. Geol. Caracas*, 10(19): 263-296.

-
- PINDELL, J. & S. BARRET. 1990. Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonics perspective.
- PONTE, G. 1952. Estudio de ocho muestras de arcilla, tomadas de la Quebrada Yaguapa. *Min de Minas e Hidrocarb.* Informe Inédito.
- RAMOS, C. (1977) *Geología de la región de Curiepe-Birongo. Estado Miranda.* UCV. Depto. de Geología. Trabajo Especial de Grado Inédito.
- RAMSAY, J. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*,. 284: 135-139.
- SCHWARCK, A., L. PONTE, C. PONTE, EVANOFF, G. RIVERO, A. BALDA & R. PÉREZ. 1951. Mapa geológico generalizado de la zona costanera de Barlovento, Estado Miranda. Para fines especiales. *Min de Energía y Minas.* Mapa 00189.
- SEIDERS, V. 1965. Geología de Miranda Central. *Bol. Geol.*, Caracas, 6(12): 289-416.
- SINGER, A. 1977. Síntesis Regional de la evolución geomorfológica de la Cordillera de La Costa. *Mem. V Cong. Geol. Venezolano.* Guía de excursión N° 1, Caracas, 8 p.
- SINGER, A., C. Rojas & M. Lugo. 1983. Inventario nacional de riesgos geológicos. *FUNVISIS.* Serie técnica 03-83. 126 p.
- SMITH, R. 1952. Geología de la región de Los Teques – Cúa. *Bol. Geol.*, Caracas, 2 (6): 333-406.
- SOULAS, J. 1985. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. *Mem. VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 10: 6640-6656.
- SPENA, F. 1977. *Geología de la zona Birongo-Capaya, Estado Miranda.* UCV. Depto. de Geología. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 299 p.
- SPENCER, S. 1991. The use of syntectonic fibres to determine strain estimates and deformation paths: an appraisal. *Tectonophysic.*, 194: 13-34.

-
- TARACHE, C. 1975. *Secuencia sedimentaria Terciaria del área de La Sabana (Franja costanera norcentral de Venezuela)*. UCV. Depto. de Geología. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 213 p.
- URBANI, F. 1969. Mineralogía de algunas calizas en la parte central de la Cordillera de la Costa. *Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol.* 12 (11): 417-423.
- URBANI, F. 1977. *Geología del área de Oritapo-Cabo Codera- Capaya, D.F. y Estado Miranda*. UCV. Depto. de Geología. Trabajo Especial de Grado. Informe 77-1, Caracas, 191 p.
- URBANI, F. 1987. *Mapa geológico de las regiones de Carenero y La Sabana*. Hojas 6947 I-IV. Caracas. 1:50.000.
- URBANI, F. 1991. Geotermia en Venezuela. *GEOS*, Caracas, (31): 1-347.
- URBANI. 2000. Revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela. *GEOS*, Caracas, 33: 1-170.
- URBINA, C. & P. LOAIZA. 1988. Interpretación sismoestratigráfica en el área de Ensenada de Barcelona; Cuenca Tuy-Cariaco. *Mem. IV Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Poster I: 135-141.
- WERNICKE, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 22:108-125.
- WILCOX, R., T. HARDING & D. SEELY. 1973. Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. Petro. Geol. Bull.* 57(1):74-96.
- WOLCOTT, P. 1940. Report on the geology of the Tuy Valley Miranda. *Archivos LAGOVEN*, Informe 2100.11-2. 15 p.
- WOLCOTT, P. 1945. Geology of the Cariaco Basin. *Archivos LAGOVEN*, Informe 2100.11-3. 20 p.

YOUNG, G., A. BELLIZZIA, H. RENZ, F. JOHSON, R. ROBIE & J. MAS VALL. 1956. Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos. *Bol. Geol.*, Caracas, Public. Esp. 2, 140 p.

ZAMBRANO; A. 1970. Estudio fisiográfico regional de la cuenca del Tuy. *Bol. Geol.*, Caracas, 11(21): 3-206.

ANEXOS

MÉTODOS DE ANÁLISIS DE POBLACIONES DE FALLAS

Método de Angelier (1979)

Para emplear esta metodología, se debe asumir que cada población de fallas medidas corresponde a un único evento tectónico, gobernado por un único tensor de esfuerzos, por lo tanto, es necesario un buen reconocimiento estratigráfico y estructural en campo.

Los datos de campo necesarios para realizar esta metodología son: actitud del plano de falla, pitch de la estría de falla y el tipo de falla observada. A partir de estos datos, se obtienen cinco vectores los cuales corresponden a los cinco ejes comúnmente utilizados en mecanismos focales de terremotos (ver Fig. A1). Todos los diagramas son realizados en proyección de Schmidt en el hemisferio inferior.

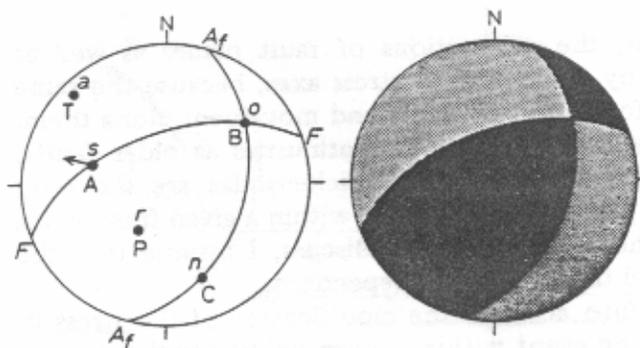


Fig. A1 Mecanismo focal. Nomenclatura dada para cada eje o vector tanto para sismólogos como para autores en tectónica. F-plano de falla; A_f -plano auxiliar; C o n es perpendicular a F, A o s es estría; B o o es perpendicular a A y C. P (r) y T (a) son ejes de “Presión” y “Tensión” de mecanismos focales

de sismos, formando un ángulo de 45° con F y A_F. Los diedros rectos compresional y extensional en negro y gris, respectivamente. El dibujo, falla con cinemática normal-sinistral. (Tomado de ANGELIER, 1979).

Bases físicas del método

Las estrías de falla son la única llave para reconstruir los ejes de esfuerzos principales, dentro de una organización dada de planos de falla. Se asume que la distribución de planos de falla y los esfuerzos son independientes.

No es posible tomar en cuenta las modificaciones del esfuerzo en el tiempo y espacio durante un evento de fallamiento. Consecuentemente, se asume con CAREY & BRUNIER (1974), siguiendo la ley de BOTT (1959), que el movimiento en cada falla es independiente y ocurre en la dirección de cizalla gobernada por un único esfuerzo desviatorio principal.

Se calcula el valor de ρ , el cual expresa una relación lineal entre los esfuerzos:

$$\rho = \frac{N_2 - N_3}{N_1 - N_3} \quad (\text{donde } N_1 \geq N_2 \geq N_3 \text{ con } N_1 \neq N_3, 0 \leq \rho \leq 1)$$

Método gráfico

Si todas las fallas se mueven independientemente dentro de un único esfuerzo principal, N₁ debe estar en la parte común de todos los P-diedro, mientras N₃ está en la parte común de todos los T-diedros.

Método de Etchecopar et. al. (1981)

CASAS et al. (1990) explica que en este método el tensor óptimo que mejor explica la población de fallas es aquel que hace mínimo el valor de la función $F=S (s_i, t_i)^2$, donde (s_i, t_i) representa el ángulo entre estría teórica y real expresado en radianes.

De igual forma, CASAS et. al. (op. cit.) indica que el procedimiento general usado para hallar un tensor que explique bien una población de fallas es el de ensayo-error, para lo cual se debe partir de un tensor inicial que es impuesto por el usuario o elegido por el programa entre 100 a 200 tensores lanzados al azar. Las condiciones generales que debe cumplir la solución para considerarse satisfactoria son:

1. La desviación angular entre estrías teóricas y reales no debe superar 10° .
2. El histograma de desviaciones angulares debe tener forma de semicampana de Gauss. La población de fallas explicadas por el tensor debe diferenciarse bien del resto y quedar agrupada en las tres primeras clases (desviación máxima de 17°)
3. Los resultados han de converger aún partiendo de tensores iniciales diferentes.
4. Representados en un círculo de Mohr los puntos correspondientes a las fallas explicadas, éstos deben quedar situados en la parte superior izquierda del diagrama.

CLASIFICACIÓN GRANULOMÉTRICA DE BLAIR & McPHERSON (1999)

La escala de tamaño de granos de UDDEN-WENTWORTH es la escala más usada como estándar en la descripción de sedimentos, pero esta escala es inadecuada para las gravas, las cuales son fracción dominante en muchos ambientes, especialmente los abanicos aluviales. La clasificación de UDDEN-WENTWORTH es bastante detallada para las fracciones de arena y lodo, donde la clasificación está definida por la longitud axial de las partículas (d_1). Esta clasificación propone detallar de manera similar los tipos de grava, considerando la misma medida d_1 para la clasificación de las gravas. Solo se plantea extender la clasificación de UDDEN-WENTWORTH utilizando el mismo esquema de múltiplos de 2 (ver Fig A2), lo que permite extender la clasificación anterior a tamaños de granos de hasta miles de metros (Megalitos).

PARTICLE LENGTH (d _i)				GRADE	CLASS	FRACTION	
km	m	mm	∅			Unlithified	Lithified
1075				-30	very coarse	Megagravel	Mega-conglomerate
				-29	coarse		
				-28	medium		
				-27	fine		
				-26	very fine		
				-25	very coarse		
				-24	coarse		
				-23	medium		
				-22	fine		
				-21	very fine		
				-20	very coarse		
				-19	coarse		
				-18	medium		
				-17	fine		
				-16	very coarse		
				-15	coarse		
				-14	medium		
				-13	fine		
				-12	very coarse		
				-11	coarse		
				-10	medium		
				-9	fine		
				-8	coarse		
				-7	fine		
				-6	coarse		
				-5	medium		
				-4	fine		
				-3	very fine		
				-2			
				-1	very coarse		
				0	coarse		
				1	medium		
				2	fine		
				3	very fine		
				4	coarse		
				5	medium		
				6	fine		
				7	very fine		
				8			
				9			
				10			
				11			
				12			
				13			

Fig. A2 Tabla donde se muestra la clasificación granulométrica utilizada en este trabajo, según BLAIR & McPHERSON (1999)