

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DEL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE BARLOVENTO, ESTADO MIRANDA: IMPLICACIONES NEOTECTÓNICAS

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs. Espínola B. Ebelio J.
Ollarves V. Reinaldo J.

Caracas, Octubre 2002

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DEL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE BARLOVENTO, ESTADO MIRANDA: IMPLICACIONES NEOTECTÓNICAS

Tutor: Dr. Franck Audemard

Cotutor: Prof. Ricardo Alezones

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al Título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs. Espínola B. Ebelio J.
Ollarves V. Reinaldo J.

Caracas, Octubre 2002

A Mi Familia y a Sami

Ebelio J. Espínola B.

A DIOS

A...

*Eukarina y Jairo, mis Padres
Florenia y Katherine, mis Hermanas
Martha Patricia, mi Corazón*

Reinaldo J. Ollarves V.

*Combatid, pues, y venceréis
Dios concede la victoria a la constancia..*

Simón Bolívar

Manifiesto de Carúpano, 7 de Septiembre de 1814

**Espínola B., Ebelio J.,
Ollarves V., Reinaldo J.**

ESTUDIO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DEL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE BARLOVENTO, ESTADO MIRANDA: IMPLICACIONES NEOTECTÓNICAS

**Tutores: Prof. Franck Audemard y Ricardo Alezones. Tesis. Caracas, U.C.V.
Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento
de Geología. Año 2002, 244 p.**

Palabras Claves: Cuenca de Barlovento, Neotectónica, Tectono-Estratigrafía,
Formación Aramina, Fallas de Píritu y Victoria.

Resumen. Se realizó el estudio del margen septentrional de la Cuenca de Barlovento, desde el punto de vista tectono-estratigráfico, con el objetivo de generar un modelo geológico y la cartografía de las unidades litoestratigráficas que afloran entre los pueblos de Aragüita, Carenero y Cogollal.

El levantamiento geológico se realizó en función de diez secciones, distribuidas uniformemente a lo largo del borde norte de la cuenca. Se estudiaron las formaciones Aramina, Caucagua y Mamporal, definiendo edades, ambientes de deposición, contactos y extensión de estas unidades. Y además se ubicaron afloramientos deformados, donde se realizó la medición de poblaciones de fallas para definir las fases de deformación que han afectado a la cuenca, y los tensores de esfuerzo para cada fase.

Se determinó que la Formación Aramina está constituida litológicamente por conglomerados, en la base de la sección. El resto está constituida por lutitas grises, areniscas de grano fino, limolitas de color marrón claro y calizas fosilíferas. Se observó el contacto con el basamento en tres de las secciones, siendo dos de falla y uno de discontinuidad litológica. No se observó el contacto superior. La sección con mayor espesor es la de la quebrada Aramina, con 1.450 m, como mínimo. La edad establecida fue de Mioceno Medio al Plioceno Tardío con ambientes de deposición

de aguas salobres y marino somero.

La Formación Caucagua se describió como sedimentos fluviales, constituida por conglomerados rojizos a ocres, lutitas grises, limolitas de color marrón claro y areniscas poco consolidadas. La edad establecida fue Pleistoceno Temprano y el espesor mínimo medido fue de 540 m. No se observó contactos en la base, pero se infiere una discordancia angular. En el tope el contacto es discordante con la Formación Mamporal.

La Formación Mamporal se definió como sedimentos también fluviales, constituidas por conglomerados de clastos gruesos y rojizos, lutitas grises y, en menor cantidad, areniscas de color marrón claro. La edad asignada fue Pleistoceno Medio y el espesor mínimo fue de 15 m. El contacto en la base se observó discordante. No se observó unidad suprayacente.

Se determinaron dos fases de deformación frágil para la región de Barlovento: (a) fase distensiva, generada en el Mioceno Tardío, en la cual predominaban las fallas normales sin-sedimentarias, con un tensor de esfuerzos σ_1 : vertical, σ_2 : NW-SE y σ_3 : NE-SW; y (b) fase transcurrente, generada en el Plioceno Tardío y aún activa, con fallamiento post-sedimentario, bajo un tensor de esfuerzos con σ_1 orientado NNW-SSE a N-S, σ_2 vertical y σ_3 ENE-WSW. Siendo el cambio de régimen tectónico generado a partir de una permutación de los vectores de esfuerzo σ_1 y σ_2 .

El modelo genético propuesto para la Cuenca de Barlovento, es el de cuenca semi-graben, siendo controlado por el sistema de fallas de Píritu para el Mioceno Tardío, sistema que es reactivado posteriormente, en la segunda fase de deformación por la transtensión del sistema de fallas de La Victoria.

ÍNDICE

1.- INTRODUCCIÓN	23
1.1.- GENERALIDADES	23
1.1.1 -Objetivos.....	23
1.1.1.1- Objetivo general.....	23
1.1.1.2.- Objetivos específicos	23
1.1.3.- Alcances.....	24
1.1.4.- Ubicación y Extensión de la Zona de Estudio	24
1.1.5- Vías de Acceso.....	27
1.2.- METODOLOGÍA.....	27
1.2.1.- Etapa Preliminar	27
1.2.2.- Etapa de Campo	32
1.2.3.- Etapa de Laboratorio.....	32
1.2.4.- Etapa de Oficina.....	33
1.3.- AGRADECIMIENTOS	33
2.- GEOGRAFÍA FÍSICA.....	36
2.1.- GENERALIDADES	36
2.2.- CLIMA	36
2.3.- VEGETACIÓN.....	38
2.4.- DRENAJE.....	39
3.- GEOLOGÍA REGIONAL	40
3.1.- GENERALIDADES	40
3.2.- UNIDADES LITOLÓGICAS.....	41

3.2.1.- Unidades Litodémicas.....	41
3.2.1.1.- Complejo de San Julian	42
3.2.1.2.- Esquisto de Chuspita.....	42
3.2.1.3.- Filita de Muruguata.....	43
3.2.1.4.- Filita de Paracotos.....	43
3.2.1.5.- Filita de Urape	44
3.2.1.6.- Asociación Meta-volcano-sedimentaria de Villa de Cura	44
3.2.2.- Unidades Litoestratigráficas	45
3.2.2.1.- Formación Aramina	46
3.2.2.2.- Formación La Cumaca.....	48
3.2.2.3.- Formación Carenero	49
3.2.2.4. Formación Caucagua.....	50
3.2.2.5. Formación Mamporal.....	50
3.3.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA.....	64
3.4.- SISMICIDAD HISTÓRICA Y RIESGOS GEOLÓGICOS.....	68
3.5.- GEOTERMIA	68
4.- GEOMORFOLOGÍA REGIONAL	71
4.1.- ANÁLISIS DESCRIPTIVO DE LAS TOPOFORMAS	71
4.1.1.- Unidad Topográfica I (U.T.1) Cordillera de la Costa.....	71
4.1.2.- Unidad Topográfica II (U.T.2) Depresión de Barlovento	73
4.1.2.1.- SUB-UNIDAD 1. CUENCAS BAJAS.....	73
4.1.2.2.- SUB-UNIDAD 2. LLANURA COSTERA	75
4.1.3.- Unidad Topográfica III (U.T.3) Serranía del Interior.....	79

5.- ESTRATIGRAFÍA	80
5.1.- BORDE SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE BARLOVENTO	80
5.1.1.- Litoestratigrafía.....	80
5.1.1.1.- Descripción de campo.....	80
5.1.1.1.1.-Sección estratigráfica I – quebrada Casupo	82
5.1.1.1.2.-Sección estratigráfica II– Quebrada Seca	86
5.1.1.1.3.- Sección estratigráfica III - cortes de Merecure	89
5.1.1.1.4.- Sección estratigráfica IV - quebrada Novillo	90
5.1.1.1.5.- Sección estratigráfica V - quebrada Urape	92
5.1.1.1.6.- Sección estratigráfica VI - quebrada Aramina.....	96
5.1.1.1.7.- Sección estratigráfica VII - quebrada Turupa Grande .	101
5.1.1.1.8.- Sección estratigráfica VIII - quebrada Cáculo.....	105
5.1.1.1.9.- Sección estratigráfica IX – carretera Sotillo Higuerote Curiepe	106
5.1.1.1.10.- Sección estratigráfica X - carretera Higuerote-Carenero- Buche.....	111
5.1.1.1.11.- Estación estratigráfica I – afloramiento de Yaguapa.	116
5.1.1.1.12.- Estación estratigráfica II - afloramiento de Capaya...	117
5.1.1.1.13.-Estación estratigráfica III - afloramiento de Tacarigua de Mamporal	118
5.1.1.2.- Definición de Unidades Informales	118
5.1.1.2.1.- Unidad informal A	119
5.1.1.2.2.- Unidad informal B	124

5.1.1.2.3.- Unidad informal C	125
5.1.2.- Paleontología	127
5.1.2.1.-Quebrada Casupo	128
5.1.2.2.-Quebrada Seca	129
5.1.2.3.-Cortes de Merecure	129
5.1.2.4.-Quebrada Novillo.....	129
5.1.2.5.-Quebrada Urape	130
5.1.2.6.-Quebrada Aramina.....	130
5.1.2.7.- Quebrada Turupa Grande.....	136
5.1.2.8.- Quebrada Cáculo.....	138
5.1.2.9.- Sección Sotillo–Higuerote–Carenero	138
5.1.2.10.- Sección Higuerote–Carenero–Buche	140
5.1.2.11.- Estaciones estratigráficas.....	142
5.1.3.- Análisis estratigráfico	142
5.1.3.1- Correspondencia de unidades informales	142
5.1.3.2- Análisis ambiental.....	144
5.1.3.3.- Edad	146
5.1.3.4.- Discusión	148
5.2.- PLATAFORMA DE UNARE	152
5.2.1.- Generalidades.....	152
5.2.2.- Descripción Estratigráfica.....	153
5.3.- INTEGRACIÓN	155
6.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA LOCAL	158

6.1.- MARGEN SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE BARLOVENTO.....	158
6.1.1.- Metodología empleada.....	158
6.1.2.- Tendencia de algunas estructuras planares	159
6.1.2.1.- Estratificación	159
6.1.2.2.- Diaclasas	163
6.1.3.- Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo	164
6.1.3.1.- Sistema de fallas de La Victoria	164
6.1.3.2.- Sistema de fallas de Píritu.....	167
6.1.4.- Observaciones tectónicas.....	171
6.1.5.- Observaciones mesotectónicas	174
6.1.5.1.- Estación N1	174
6.1.5.2.- Estación N2.....	177
6.1.5.3.- Estación N3	178
6.1.5.4.- Estación N4.....	180
6.1.5.5.- Estación N5.....	183
6.1.5.6.- Estación N6.....	184
6.1.5.7.- Estación N7.....	185
6.1.5.8.- Estación N8.....	187
6.1.6.- Análisis e interpretaciones tectónicas	189
6.1.6.1.- Fases de deformación	189
6.1.6.2.- Características geométricas de las fallas.....	190
6.1.6.3.- Tensores de esfuerzo.....	193

6.1.6.3.1.- Primera fase de deformación	193
6.1.6.3.2.- Segunda fase de deformación	194
6.1.6.4.- Interpretaciones tectónicas.....	202
6.1.6.5.- Modelo genético y evolutivo de la Cuenca de Barlovento .	204
6.2.- PLATAFORMA DE UNARE	206
6.2.1.- Generalidades.....	206
6.2.2.- Observaciones tectónicas.....	207
6.3.- DISCUSIÓN REGIONAL.....	208
6.3.1.- Fases de deformación.....	208
6.3.2.- Relación tectónica de la Plataforma de Unare con la Cuenca de Barlovento	211
6.3.3.- Marco geodinámico	211
7.- GEOLOGÍA HISTÓRICA	214
8.- CONCLUSIONES	218
9.- RECOMENDACIONES.....	221
APÉNDICE A. ALGUNOS MÉTODOS DE ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS	222
A.1.- VENAS	222
A.2.- ANÁLISIS DE POBLACIONES DE FALLAS.....	224
APÉNDICE B.- ALGUNOS MODELOS ESTRUCTURALES	233
B.1.- CUENCAS GRABEN.....	233
B.2.- MODELO DE WILCOX <i>et. al.</i> (1973)	234
B.3.- FALLAS SIN-SEDIMENTARIAS.....	235

10.- BIBLIOGRAFÍA	236
11.- ANEXOS	244

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1. Situación relativa nacional de la Cuenca de Barlovento (Modificado de Encarta, 2002)	25
FIGURA 1.2. Mapa de ubicación del área de estudio. (Mapa tomado de Encarta, 2002)	26
FIGURA 1.3. Metodología para el estudio de una cuenca sedimentaria con fines neotectónicos (Tomado de ESPÍNOLA & OLLARVES, 2002)	28
FIGURA 2.1. Zonas climáticas en la Cuenca del Bajo Tuy y zonas adyacentes (Modificado de ZAMBRANO, 1970)	37
FIGURA 3.1. Correlación geocronológica de las diversas unidades litoestratigráficas planteadas por los principales autores en la Cuenca de Barlovento.....	47
FIGURA 4.1. Corte topográfico a lo largo de la cresta de la Cordillera de la Costa, desde Cabo Codera hasta Topo Cogollal.	72
FIGURA 4.2. Mapa de unidades topográficas en la región septentrional de Barlovento.....	74
FIGURA 4.3. Vista general de la Cuenca de Barlovento desde el pueblo de Aramina Lucero.	76
FIGURA 4.4. Vista general de la meseta de Merecure.....	77
FIGURA 4.5. Vista general de la llanura costera de Barlovento desde el pueblo de Macaira.....	78
FIGURA 5.1.- Mapa de zonas levantadas en el trabajo de campo.....	81
FIGURA 5.2. Mapa de ubicación de la quebrada Casupo.	82
FIGURA 5.3. Detalle de afloramiento metamórfico.....	83
FIGURA 5.4. Conglomerado basal de color gris claro que meteoriza a verde oscuro en la base y a marrón oscuro en el tope.	84

FIGURA 5.5. Secuencia de areniscas estratificadas de 20 cm y lutitas laminadas. En la base y el tope, lutitas de espesores mayores a 2 m.....	86
FIGURA 5.6. Mapa de ubicación de la Quebrada Seca.....	87
FIGURA 5.7. Contacto de falla del conglomerado basal.....	88
FIGURA 5.8. Mapa de ubicación de los cortes de carretera de la sección Merecure	89
FIGURA 5.9. Mapa de ubicación de la quebrada Novillo.....	91
FIGURA 5.10. Mapa de ubicación de la quebrada Urape.	93
FIGURA 5.11. Detalle del paquete de conglomerado basal..	94
FIGURA 5.12. Detalle de la lutita gris claro.....	95
FIGURA 5.13. Mapa de ubicación de la quebrada Aramina	97
FIGURA 5.14. Capa de lutita gris claro que meteorizan a marrón claro.....	99
FIGURA 5.15. Detalle de capa de caliza fosilífera.....	100
FIGURA 5.16. Detalle de capa de lutita marrón oscura.	101
FIGURA 5.17. Mapa de ubicación de la quebrada Turupa Grande	102
FIGURA 5.18. Conglomerado de color gris claro con clastos tamaño guijarro y matriz carbonática.	103
FIGURA 5.19. Capa de caliza de color gris claro. Lo que se observa es el tope de la capa, ya que la lutita suprayacente se erosionó	104
FIGURA 5.20. Mapa de ubicación de la quebrada Cáculo.....	105
FIGURA 5.21. Mapa de ubicación de los tramos de carreteras que conforman la sección.....	107
FIGURA 5.22. Detalle de capa de arenisca calcárea marrón claro.....	109
FIGURA 5.23. Afloramiento de limolitas de color gris claro que meteorizan a	

marrón claro, con lentes de lutitas de color gris claro.....	110
FIGURA 5.24. Conglomerado marrón con clastos tamaño guijarro a peñón.....	111
FIGURA 5.25. Mapa de ubicación de la sección X.....	112
FIGURA 5.26. Afloramiento de areniscas, limolitas y conglomerados. Observe la falla, marcada en rojo.....	113
FIGURA 5.27. Detalle de capa de limolita con conchas de bivalvos fragmentadas	114
FIGURA 5.28. Conglomerado rojizo a marrón con clastos de tamaño peña y peñón y bien compacto.	115
FIGURA 5.29. Mapa de ubicación de la estación Yaguapa	116
FIGURA 5.30. Mapa de ubicación de la estación Capaya	117
FIGURA 5.31. Mapa de ubicación del afloramiento de Tacarigua	118
FIGURA 5.32. Mapa de ubicación de la Plataforma de Unare (Tomado de Encarta 2002)	153
FIGURA 5.33. Pozo EBC-1X perforado en la Plataforma de Unare.....	154
FIGURA 5.34. Secuencia terciaria de la Plataforma de Unare	155
FIGURA 5.35. Secuencia terciaria de la Plataforma de Unare.....	155
FIGURA 5.36. Secuencia terciaria. Al oeste la cuenca de Barlovento y al este la Plataforma de Unare.....	157
FIGURA 6.1. Diagrama de rosa y diagrama de frecuencia en red de Schmidt de 45 planos de estratificación	160
FIGURA 6.2. Diagrama de rosa y diagrama de frecuencia en red de Schmidt de 41 planos de estratificación	161
FIGURA 6.3. Diagrama de rosa y diagrama de frecuencia en red de Schmidt de 4 planos de estratificación	162

FIGURA 6.4. Diagrama de rosa, diagrama de Schmidt de 21 planos de diaclasas, hemisferio inferior y diagrama de frecuencia en red de Schmidt de 21 planos de diaclasa.....	163
FIGURA 6.5. Mapa de drenajes en la Cuenca de Barlovento, destacándose el curso del río Tuy.....	165
FIGURA 6.6. Fotointerpretación de la vista aérea 8157A.....	166
FIGURA 6.7. Mapa físico-político de la región norcentral de Venezuela (Tomado de Encarta, 2002).....	167
FIGURA 6.8. Mapa de drenajes en la región de Sabana El Toro.....	168
FIGURA 6.9. Bloque diagrama esquemático para la falla que desvía los ríos Capaya y Tuy.....	169
FIGURA 6.10. Fotointerpretación de la vista aérea 7862A	170
FIGURA 6.11. Imagen de radar Slart NC 19-8 de la región de Barlovento	172
FIGURA 6.12. Mapa estructural del margen septentrional de Barlovento.....	173
FIGURA 6.13. Mapa de ubicación de la estación N1.....	174
FIGURA 6.14. Representación de las fallas medidas en N1 en red de Schmidt	175
FIGURA 6.15. Dibujo del afloramiento Cas 3. Estación N1.....	176
FIGURA 6.16. Mapa de ubicación de la estación N2.....	177
FIGURA 6.17. Representación de las fallas medidas en N2 en red de Schmidt	178
FIGURA 6.18. Mapa de ubicación de la estación N3.....	179
FIGURA 6.19. Falla medida en campo y su representación red de Schmidt. Estación N3.....	179
FIGURA 6.20. Mapa de ubicación de la estación N4.....	180
FIGURA 6.21. Fotografía de las microestructuras <i>pull-apart</i> en la caliza de la	

estación N4.....	181
FIGURA 6.22. Vetas en el tope de la caliza de la estación N4.....	182
FIGURA 6.23. Mapa de ubicación de la estación N5.....	183
FIGURA 6.24. Falla medida en campo y su representación red de Schmidt. Estación N5	184
FIGURA 6.25. Mapa de ubicación de la estación N6.....	184
FIGURA 6.26. Falla medida en campo y su representación en red de Schmidt. Estación N6	185
FIGURA 6.27. Mapa de ubicación del afloramiento N7	186
FIGURA 6.28. Falla medida en campo y su representación en red de Schmidt. Estación N7	187
FIGURA 6.29. Mapa de ubicación del afloramiento N8	187
FIGURA 6.30. Fallas medidas en campo y su representación en red de Schmidt. Estación N8.....	188
FIGURA 6.31. Diagrama de rosa de 20 fallas medidas en el borde septentrional de la Cuenca de Barlovento.....	191
FIGURA 6.32. Diagrama de rosa de 10 fallas medidas pertenecientes a la primera fase de deformación.....	191
FIGURA 6.33. Diagrama de rosa de 10 fallas medidas pertenecientes a la segunda fase de deformación	191
FIGURA 6.34. Histogramas de frecuencia de <i>pitch</i>	192
FIGURA 6.35. Mapa de la primera fase de deformación	197
FIGURA 6.36. Mapa de la segunda fase de deformación.....	201
FIGURA 6.37. Representación en diagrama de rosa de las fallas pertenecientes a la segunda fase de deformación	203

FIGURA 6.38. Corte esquemático de la Cuenca de Barlovento.....	205
FIGURA 6.39. Mapa estructural de la Plataforma de Unare y la Cuenca de Barlovento.....	209
FIGURA 7.1. Esquema evolutivo de la cuenca de Barlovento.....	216

ÍNDICE DE FIGURAS EN APÉNDICE

FIGURA A.1. (a) Vena de reemplazamiento con paredes irregulares de diferente solubilidades químicas. (b) Venas dilatantes (Modificado de HANCOCK, 1994).....	222
FIGURA A.2. Tipos de fibras sintectónicas (Modificado de SPENCER, 1991).....	224
FIGURA A.3. (a) Orientación de los esfuerzos principales para fallas inversas. (b) Configuración del elipsoide de deformación para fallas inversas. (Modificado de HATCHER, 1995).....	226
FIGURA A.4. (a) Orientación de los esfuerzos principales para fallas transcurrentes. (b) Configuración del elipsoide de deformación para fallas transcurrentes. (Modificado de HATCHER, 1995).....	226
FIGURA A.5. (a) Orientación de los esfuerzos principales para fallas normales. (b) Configuración del elipsoide de deformación para fallas normales. (Modificado de HATCHER, 1995).....	227
FIGURA A.6. Mecanismo focal. (Tomado de ANGELIER, 1979).....	228
FIGURA A.7. Solución para los posibles campos de σ_1 y σ_3 usando el método de los diedros A y B (Tomado de CASAS <i>et. al.</i> , 1990)	230
FIGURA B.1. Tres modelos de extensión de corteza continental. (Tomado de Hatcher, <i>op. cit.</i>).....	233
FIGURA B.2. Principales estructuras asociadas a una cizalla simple según WILCOX <i>et. al.</i> (1973).....	235
FIGURA B.3. Geometría y características de las fallas sinsedimentarias.	235

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 3.1. Resumen de diversos autores para la Formación Aramina	51
TABLA 3.2. Resumen de diversos autores para la Formación La Cumaca.....	54
TABLA 3.3. Resumen de diversos autores para la Formación Carenero.....	57
TABLA 3.4. Resumen de diversos autores para la Formación Caucagua.....	59
TABLA 3.5. Resumen de diversos autores para la Formación Mamporal.....	62
TABLA 3.6. Sismicidad histórica en la región de Barlovento (Modificado de GRASES <i>et. al.</i> , 1999).....	69
TABLA 3.7. Riesgos geológicos para la región septentrional de Barlovento (Modificado de SINGER <i>et. al.</i> , 1983).....	70
TABLA 5.1. Fósiles observados en la quebrada Casupo	128
TABLA 5.2. Fósiles observados en los cortes de Merecure.....	129
TABLA 5.3. Fósiles observados en la quebrada Novillo.....	129
TABLA 5.4. Fósiles observados en la quebrada Urape.....	130
TABLA 5.5. Fósiles observados en la quebrada Aramina	136
TABLA 5.6. Fósiles observados en la quebrada Turupa.....	137
TABLA 5.7. Fósiles observados en la quebrada Cáculo	138
TABLA 5.8. Fósiles observados en la sección Sotillo–Higuerote–Curiepe.....	140
TABLA 5.9. Fósiles observados en la sección Higuerote–Carenero–Buche	142
TABLA 6.1. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N1.....	175
TABLA 6.2. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N2.....	178
TABLA 6.3. Datos de la falla medida en N3.	179
TABLA 6.4. Datos de las venas medidas en la Estación N4.....	181

TABLA 6.5. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N5.....	183
TABLA 6.6. Datos de la falla medida en la Estación N6.....	185
TABLA 6.7. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N7.....	186
TABLA 6.8. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N8.....	188
TABLA 6.9. Orientación de los esfuerzos de la primera fase de deformación.....	194
TABLA 6.10. Resultados obtenidos para la estación N1, primera fase de deformación.....	195
TABLA 6.11. Resultados obtenidos para la estación N7, primera fase de deformación.....	196
TABLA 6.12. Orientación de los esfuerzos de la segunda fase de deformación....	198
TABLA 6.13. Resultados obtenidos para la estación N1, segunda fase de deformación.....	199
TABLA 6.14. Resultados obtenidos para la estación N5, 6 y 8, segunda fase de deformación.....	200
TABLA 6.15. Resultados obtenidos para la estación N4, segunda fase de deformación.....	200

1.- INTRODUCCIÓN

El Departamento de Ciencias de la Tierra de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), para mediados del año 2001 generó el proyecto: “Neotectónica de la Cuenca de Barlovento”, cuyo objetivo general es realizar un modelo neotectónico de dicha cuenca y conocer su génesis. Con este fin, nacen dos tesis tituladas: “Estudio tectono-estratigráfico del borde septentrional de la Cuenca de Barlovento, Estado Miranda: Implicaciones neotectónicas” y “Estudio tectono-estratigráfico del borde meridional de la Cuenca de Barlovento, Estado Miranda: Implicaciones neotectónicas”, las cuales abarcan el estudio geológico completo de la región de Barlovento, siendo complementarias la una a la otra.

1.1.- GENERALIDADES

1.1.1 -Objetivos

1.1.1.1- Objetivo general

Definir un modelo geológico de la Cuenca de Barlovento por medio de un estudio tectono-estratigráfico y determinar sus implicaciones neotectónicas.

1.1.1.2.- Objetivos específicos

Determinar, caracterizar y cartografiar las unidades litoestratigráficas que afloran en la zona de estudio.

Determinar y caracterizar los paleoambientes sedimentarios y establecer el tiempo geológico de 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 septentrional 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.

Correlacionar la información estratigráfica de la zona estudiada con la interpretada, mediante estratigrafía sísmica en la Plataforma de Unare.

Determinar la historia geológica de la región estudiada.

1.1.3.- Alcances

La realización de este trabajo contribuirá con la definición de un inventario de las deformaciones presentes en la Cuenca Baja del río Tuy, hasta ahora inexistente. Esto permitirá una mejor interpretación de la evolución geológica-estructural, ya que los modelos previos sólo se sustentan en la geología clásica con poco criterio en geomorfología y microtectónica.

Además, conociendo y entendiendo el modelo neotectónico, se puede correlacionar la Cuenca Baja del río Tuy con las cuencas adyacentes, lo que contribuirá con un mayor conocimiento sobre el comportamiento de las cuencas septentrionales de Venezuela.

1.1.4.- Ubicación y Extensión de la Zona de Estudio

La zona en estudio comprende todo el margen septentrional de la Cuenca de Barlovento. Esta franja posee una geometría triangular, cuyos vértices son al oeste la población de Aragüita (UTM: 1131900N, 778000E), al noreste el pueblo de Carenero (UTM: 1166450N, 815120E) y al sureste la población de Paparo (UTM: 1150500N, 872500E) (ver **Figuras 1.1 y 1.2**).

Por ser el margen septentrional, las estribaciones del sur de la Cordillera de La Costa limitan la zona hacia el norte. El área total de estudio es de 600 km², aproximadamente.



FIGURA 1.1. Situación relativa nacional de la Cuenca de Barlovento (Modificado de Encarta, 2002).



FIGURA 1.2. Mapa de ubicación del área de estudio. (Modificado de Encarta, 2002)

1.1.5- Vías de Acceso

Los principales accesos son las carreteras que unen los poblados de Caucagua–Higuerote–Pto. Francés, la de Caucagua–Aragüita y la que une a Tacarigua de Mamporal con San José de Río Chico. Como accesos secundarios se utilizaron todas las carreteras, caminos y picas que se internan dentro de la zona y que parten de las vías principales antes indicadas.

También se utilizaron como acceso el cauce de ríos y quebradas a aquellas zonas donde las vías para carros están en malas condiciones o eran inexistentes. En una oportunidad, se usó el Río Tuy como vía de acceso.

1.2.- METODOLOGÍA

El trabajo se realizó basado en la metodología propuesta por ESPÍNOLA & OLLARVES (2002) para el estudio neotectónico de una cuenca sedimentaria (ver **Figura 1.3**), la cual ha sido realizada en cuatro etapas, descritas a continuación:

1.2.1.- Etapa Preliminar

Se basó en la revisión de toda la información existente de la zona en estudio. Incluyó la recopilación bibliográfica de los trabajos previos y su posterior análisis, así como la revisión e interpretación de mapas topográficos, geológicos, fotografías aéreas, imágenes de radar y líneas sísmicas de la Plataforma de Unare.

Los mapas topográficos usados fueron las hojas 6947-I-SE, 6947-I-SO, 6947-II-NE, 6947-II-SE, 6947-II-SO, 6947-III-SE, 6947-III-NE 6947-IV-SE a escala 1:25.000 (misión 030198, 1975) y la hoja 6946, 6947, 7046 y 7047 a escala 1:100.000, elaboradas por el Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar.

Se utilizaron los mapas geológicos D-8-D, D-8-B, D-9-A y D-9-C, a escala 1:50.000 (1968), todos de la Creole Petroleum Corporation, así como mapas incluidos en publicaciones geológicas o en tesis de grado del área de estudio.

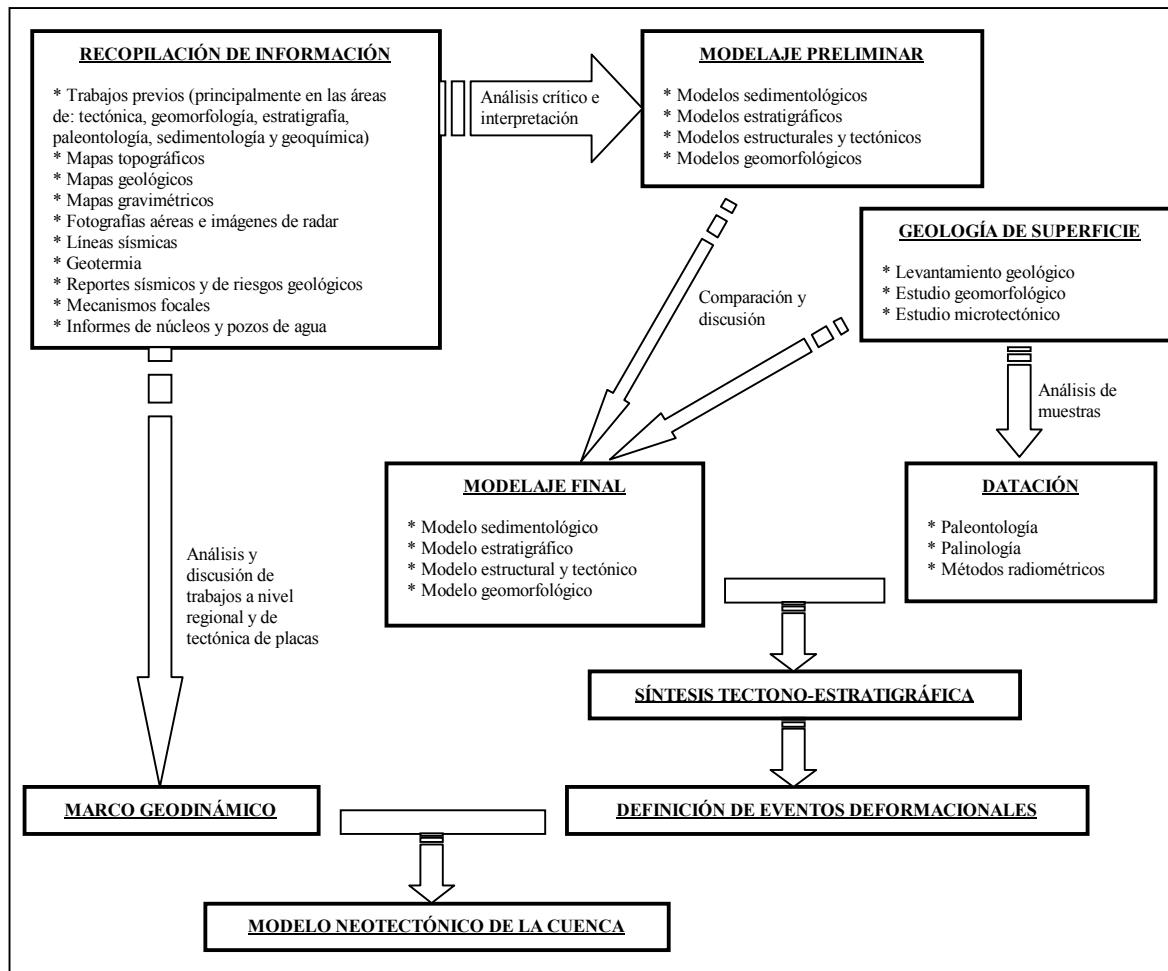


FIGURA 1.3. Metodología para el estudio de una cuenca sedimentaria con fines neotectónicos (Tomado de ESPÍNOLA & OLLARVES, 2002).

Las fotografías aéreas usadas fueron de la misión 172, zona 3, foto índice 2, a escala 1:50.000 (fotos 7249A a 7258A y 7807A a 7820A) del año 1961. A estas fotos se les hizo su interpretación. Se utilizaron las imágenes de gamma radar SLAR, hojas NC 19-8 y NC 20-5, escala 1:250.000, realizado por el Ministerio de Energía y Minas, División de Cartografía Geológica. También se analizó la imagen de Caracas y sus alrededores a escala 1:50.000 de 1996, publicadas, junto con las imágenes antes mencionadas, por el Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar.

Las líneas sísmicas de la Plataforma de Unare, al igual que los datos de un pozo de perforación, fueron suministrados por PDVSA EPM, Grupo ViPa.

1.2.2.- Etapa de Campo

Se realizó un levantamiento geológico clásico de las principales quebradas, ríos y cortes antrópicos de la zona de estudio. El cual incluyó: (a) la ubicación de afloramientos, descripción de los tipos litológicos, (b) medición de elementos planares (estratificación, fallas, diaclasas, etc.) y (c) la recolección de muestras (lutitas y rocas duras).

Además, se realizó la caracterización de las deformaciones presentes y se establecieron estaciones microtectónicas.

Los mapas topográficos usados como base para el levantamiento fueron los mismos que se usaron en la etapa preliminar, a excepción de las hojas E-22, F-22, G-22, H-21, K-18, K-19, K-20, L-19, M-17, M-18, M-19, N-18, N-19, N-20 y O-24, a escala 1:5000 (1980), del Ministerio de Desarrollo Urbano. También se usaron las hojas 89, 90, 96 y 97, escala 1:5.000 (1979), publicadas por el Instituto Nacional de Obras Sanitarias.

1.2.3.- Etapa de Laboratorio

Consistió en el tratado y análisis de las muestras recolectadas en la etapa de campo. Específicamente, el lavado y análisis de 120 muestras de lutitas para el estudio de microfósiles (foraminíferos principalmente), la descripción megascópica

de muestras de rocas recolectadas y de fósiles (generalmente bivalvos y gasterópodos), y el análisis de 44 secciones finas representativas de las unidades litológicas levantadas, para definir tipos litológicos y establecer microestructuras.

1.2.4.- Etapa de Oficina

Consistió en la interpretación, comparación y validación de los datos obtenidos y analizados en las tres etapas anteriores. Y el resultado de estas acciones se plasmó, entre otras cosas, en un mapa de cartografía geológica a escala 1:100.000, representando no solo las características litológicas, sino también las estructurales. Además, se elaboraron columnas estratigráficas locales de las secciones levantadas, a escala 1:100.

En cuanto al análisis de poblaciones de falla, se usó el método de ETCHECOPAR *et. al.* (1981) y de ANGELIER (1979), que resultó en los mapas de deformaciones.

1.3.- AGRADECIMIENTOS

A nuestra ilustre Universidad Central de Venezuela, por ser nuestra casa de estudios y darnos la oportunidad de estudiar esta bella carrera.

A la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, quien nos enseñó y preparó para ser los mejores Geólogos.

A la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS), la cual nos abrió sus puertas, dandonos la oportunidad de realizar este proyecto.

A nuestros tutores: Franck Audemard, Ricardo Alezones y Rafael Falcón por su paciencia, dedicación y consejos durante la realización de nuestro proyecto.

A nuestros panas, Eduardo y Jesús, con quienes formamos este equipo “**Tesistas de Barlovento**” y compartimos la realización de este gran proyecto.

A los profesores Max Furrer y Oliver Macsotay, por **TODA** su paciencia, preocupación y colaboración en la identificación de los fósiles.

A los profesores. José Antonio Rodríguez y Franco Urbani, por sus consejos y ayuda.

Martha Patricia y Samira, nuestras novias, le agradecemos toda la paciencia que nos han tenido, el apoyo que nos brindaron y todas las palabras de aliento que siempre nos dieron.

A las chicas que fueron inspiración y motivo para no dejarnos morir en las largas semanas de campo, Gaby Espino, Norkys Batista y Claudia Moreno, además, de nuestra chica OFICIAL de tesis, Julissa Miró Quesada.

A los Cotutores de Logística (Cargo informal), Luis Melo, Victor Cano, Raimy Castilla y Luz Rodríguez, quienes nunca nos negaron su ayuda.

A Petróleos de Venezuela, en especial a los Drs. Felipe Audemard, Raúl Ysaccis y el Ing. José Pico, por su ayuda en la interpretación de Unare.

A nuestros amigos, que siempre estuvieron pendientes de nosotros y que de una u otra forma nos ayudaron en la culminación de la tesis: Cuki (también conocido como William Olaya), Santiago “Nube Negra”, Noraima (nuestra hermana mayor), Iván Valbuena, Joseph (junto a su novio Red), Sonia (quien nos presentó nuestras novias), Saileth, Corina, Oswaldo, Jorham, Barbara, Mariela Noguera, Nancy, El Flaco (¿¿José Rondon??), Alberto San Martín, Pedro, Gustavo, Deibys, Ivan Barito, María González, Humberto, Giuseppe y todos los demás muchachos.

A todo el personal de FUNVISIS, quienes siempre nos recibieron con una sonrisa y el mejor trato del mundo, entre ellos: Jenny, Marina, Lili, Yesa, Ginger, Sra. Zoraida, Sra. Alba, Sra. Ana, Sra. María, Quintana, Daniel, Rómulo, José.

Y el mayor agradecimiento es a todas las personas de **BARLOVENTO**, quienes siempre nos guiaron, ayudaron y apoyaron, además de enseñarnos una gran cantidad de valores personales, que solo se podría aprender en una tierra como esta...

Doy Gracias a Dios, por siempre guiar me y cuidarme en todo momento.

A mis padres, familiares y a la flia. Sequeira por todo su apoyo.

A Martha Patricia, a quien conocí durante una salida de campo de la tesis, y desde entonces es mi luz, mi ilusión y mi fortaleza.

A mis panas Ebelio, Eduardo y Jesús, por formar este equipo de trabajo y compartir este proyecto.

Mi gran agradecimiento a Franck, por ser como un padre, darme la oportunidad de trabajar con él, y así enseñarme el área de Tectónica.

Reinaldo Ollarves

Doy gracias,

A mis papás y hermanos, por quererme, ayudarme, aguantarme y mantenerme.

A Sami, mi novia, por los bellos momentos que me ha dado.

A Reinaldo, Eduardo y Jesús, por ser parte de los “Tesis de Barlovento” y formar este grupo.

A los amigos de estudio y los de otras cosas.

A Dios, por todo lo de arriba.

Ebelio J. Espínola

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. Esta 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 las estribaciones del Parque Nacional Guatopo y al este por el Mar Caribe.

2.2.- CLIMA

La clasificación adoptada internacionalmente es la de KOEPPEN (1948), la cual se fundamenta en dos factores principales: las precipitaciones y la temperatura, que a su vez tienen una estrecha relación con la vegetación de una región en específico.

ZAMBRANO (1970), basada en la clasificación antes mencionada, expone 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 (lluvia en verano, sequía en invierno) (ver **Figura 2.1**).

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

En cuanto a los tipos Aw, se presentan dos subtipos: Aw'(m)g'i₀ y el Aw''(m)g'i₀. El primero de ellos cubre la llanura costera de Barlovento, donde se presentan temperaturas medias anuales de 26 a 28°C, 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 subtipo abarca la zona inundable de la llanura de Barlovento, y, al igual que el otro subtipo, posee temperatura media anual de 26 a 28°C, con una oscilación

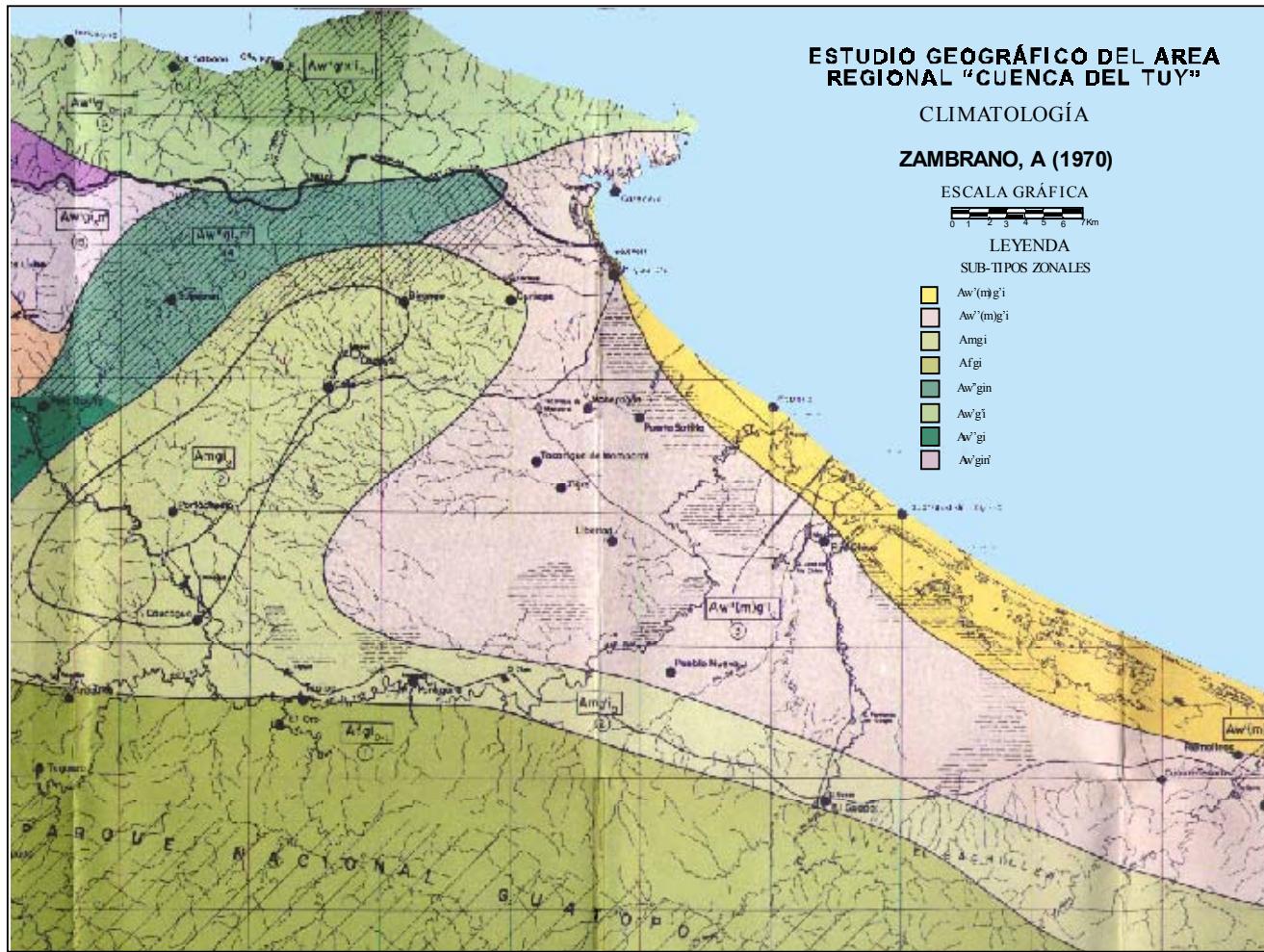


FIGURA 2.1. Zonas climáticas (basada en la clasificación de KOEPPEN, 1948) en la Cuenca del Bajo Tuy y zonas adyacentes (Modificado de ZAMBRANO, 1970).

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 (1993) y basado en la clasificación de THORNTHWAITE (1955), 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).

2.3.- VEGETACIÓN

La depresión de Barlovento, al estar conformada por dos ambientes distintos, la llanura de Barlovento y la zona costera (ZAMBRANO, 1970), presenta dos tipos principales de vegetación: a) bosques húmedos y sabanas y b) manglares.

En base a la clasificación climática de KOEPPEN (1948), en el sub-tipo zonal Amgi, que abarca los bordes de la cuenca, la vegetación que se observa es de bosques húmedos perennifolios tipo Monzónico (con selvas eupluviales tipo Monzónicas).

En la parte media de la cuenca, la vegetación es de bosques sub-húmedos a semi-secos tropófilos y sabanas tropófilas, con bosques de galería en las márgenes de los ríos. Se observa además, una gran heterogenidad en composición florística y se presenta normalmente muchas variedades vegetales de diferentes fajas altitudinales (HUBER, 1994). El cacao es uno de los principales cultivos que se presentan en esta zona, siendo éste la principal actividad económica de la región, junto con los de parchita, plátano, guanábana, cambur, toronja y mandarina.

Por otra parte, hacia el este de la cuenca, en una franja que bordea el límite de la depresión de Barlovento con el Mar Caribe, existe una gran variedad de manglares, herbazales y matorrales halófilos, y 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 2.400 m sobre el nivel del mar, al norte de la Colonia Tovar, estado Aragua. La pendiente del río disminuye a 1,5/1000 al llegar a la llanura de Barlovento a través de la garganta de Aragüita. Debido a tan baja pendiente, es común observar a lo largo del cauce del río, zonas anegadizas y lagunas. El río Tuy recorre la Cuenca de Barlovento principalmente por su margen meridional, en dirección oeste-este, hasta llegar al poblado de La Soledad, donde su curso cambia a suroeste-noreste, para desembocar en el Mar Caribe por la Boca de Paparo. El Río Grande o Caucagua es el principal afluente del río Tuy dentro de la cuenca en el margen septentrional.

La depresión de Barlovento se divide en nueve sub-cuencas hidrográficas, las cuales son: caño Aragüita, caño Merecure, qda. Urape y otras como Las Brisas, qda. Aramina, Curiepe, Macaira, río San José, El Guapo y Laguna de Tacarigua, (ZAMBRANO, 1970). Estas últimas son cuencas menores que no pertenecen a la cuenca hidrográfica del Tuy, sino que desembocan directamente al Mar Caribe.

En el borde septentrional de la cuenca, los drenajes principales están conformados por los ríos Capaya y Curiepe, ambos caracterizados por ser meandriformes y con orientación general este-oeste.

El río Merecure y las quebradas Aragüita, La Cumaca, Novillo, Urape, Aramina, Ganga y el caño San Blas representan los drenajes secundarios de este borde. Dichos drenajes poseen orientación preferencial NE-SW a ENE-WSW con patrones paralelos a subparalelos y, ocasionalmente, erráticos. Estos drenajes son alimentados por afluentes de cauces intermitentes que nacen en el flanco sur de la Cordillera de la Costa, que son rectilíneos y con orientación NE-SW, exceptuando en la zona de Carenero, donde tienen orientación N-S.

3.- GEOLOGÍA REGIONAL

3.1.- GENERALIDADES

Sievers y Karsten fueron los primeros naturalistas que a fines del siglo XIX, reconocieron a la Cuenca de Barlovento, como cuenca sedimentaria (URBANI, 1977).

ANDREWS (1930) y KEHRER (1930) presentan mapas geológicos detallados de la cuenca de Barlovento.

MOORE (1931) 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 DENGÓ (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 La Cumaca, Aramina y Carenero.

MENÉNDEZ (1966) 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 aquellos del área de Birongo.

ASUAJE (1972) describe en el área de Guatire-Cabo Codera rocas pertenecientes al Grupo Caracas.

FURRER & URBANI (1973) analizan muestras fosilíferas de cuevas ubicadas en las formaciones Las Mercedes y Guárico.

TARACHE (1975) menciona 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 (1982) realiza un estudio estratigráfico detallado de las unidades terciarias.

URBANI (2000) revisa las unidades ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa.

3.2.- UNIDADES LITOLÓGICAS

3.2.1.- Unidades Litodémicas

Estas unidades corresponden a las rocas ígneas y-metamórficas que conforman tanto el basamento como los bordes del margen septentrional de la Cuenca de Barlovento.

La nomenclatura utilizada en el presente trabajo, corresponde con la nueva nomenclatura propuesta por URBANI (2000), quien realizó una revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa.

3.2.1.1.- Complejo de San Julian

URBANI (2000) menciona que la localidad tipo de esta unidad se encuentra en la Quebrada de San Julián, que nace en la Silla de Caracas y desemboca en el Mar Caribe en Caraballeda, estado Vargas. Se extiende desde la zona de El Cambur en el estado Carabobo, hasta Cabo Codera en el estado Miranda.

Las rocas predominantes son el esquisto y gneis cuarzo-plagioclásico-micáceo, en donde frecuentemente se nota una rápida gradación desde una textura esquistosa haciéndose la granulometría más gruesa hasta que pasa a rocas de carácter gnéisico. Entre las litologías minoritarias se encuentran el mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas mayoritariamente máficas (URBANI ,2000).

La edad que propone URBANI (*op. cit.*) es de 270 Ma, aunque menciona que existen escasos datos geocronológicos, lo que impide una mayor precisión en la asignación de la edad, por lo tanto sugiere una edad genérica de Precámbrico-Paleozoico.

3.2.1.2.- Esquisto de Chuspita

SEIDERS (1965) introduce este nombre a un conjunto de rocas metasedimentarias que ocupan una faja de orientación este-oeste de unos 37 km de largo en la parte centro-oriental del estado Miranda. Su localidad tipo se ubica en el río Chuspita, a unos 10 km al noroeste de Caucagua, distrito Zamora, estado Miranda.

URBANI (2000) refiere que esta unidad consiste de metarenisca pura (45% de la unidad), cuyo constituyente principal es el cuarzo, aunque localmente es grafitosa y micácea, filita oscura (50% de la unidad), la cual es calcárea y grafitosa y mármoles (5%), los cuales se pueden presentar en dos tipos: uno de tipo litográfico y el otro argiláceo.

URBANI (*op. cit.*) menciona una edad Cretácico Temprano (Albiense Tardío).

3.2.1.3.- Filita de Muruguata

Esta unidad, descrita por SEIDERS (1965), está conformada predominantemente por rocas filíticas. Su localidad tipo está en la quebrada Muruguata a 5 km al noreste de Caucagua, estado Miranda. La unidad aflora entre Santa Lucía y Caucagua, estado Miranda.

SEIDERS (*op. cit.*) menciona que esta unidad está conformada principalmente por filitas oscuras, mármol grafitoso, metarenisca feldespática-calcárea, y algunas rocas metavolcánicas intercaladas. A la vez, esta unidad se presenta cubierta discordantemente por sedimentos neógenos.

URBANI (2000) atribuye una edad incierta al Cretácico Tardío.

3.2.1.4.- Filita de Paracotos

La referencia original de esta unidad fue realizada por SMITH (1952), quien señala que está constituida principalmente por filitas; en su referencia no fija una localidad tipo específica, sin embargo, menciona cuatro localidades donde mejor aflora la misma. URBANI (2000) menciona que se han asignado dos secciones de referencia, una en el río Tuy entre Tácata y Cúa, estado Miranda y la otra en el cerro al sur de la Hacienda Experimental Cataurito, cerca de los poblados de La Candelaria y El Pao de Zárate, estado Aragua.

Esta unidad está descrita como una asociación de filita (60 %) que se presenta limosa y carbonosa, de color azul grisáceo oscuro; mármol microcristalino de color verde muy claro a gris azulado; meta-conglomerado de color gris verdoso; con metalimolita y metarenisca en menor proporción.

URBANI (*op. cit.*) menciona que esta unidad se extiende a través de los estados Cojedes, Carabobo, Guárico, Aragua y Miranda, y que según MENÉNDEZ (1966) está limitada parcialmente el norte y al sur, por las fallas de Santa Rosa y Agua Fría, respectivamente. Por otra parte, con base en su contenido faunal (foraminíferos), la edad de la formación se ha asignado al Cretácico Tardío, apuntando principalmente al Maastrichtiense.

3.2.1.5.- Filita de Urape

Esta unidad fue introducida por SEIDERS (1965) para designar un conjunto de rocas compuestas por: filita (60%) de color gris oscuro, localmente limolítica y arenosa; metarenisca (25%) de grano fino a medio, con buen escogimiento; metaconglomerado lítico (5%), con guijarros bien redondeados a angulares de metaftanita, rocas volcánicas, metarenisca, cuarcita y esquisto grafitoso, cantidades menores de mármol dolomítico, rocas metavolcánicas máficas y metaftanita.

Su localidad tipo se encuentra en la quebrada Urape, a unos 9 km al noreste de Caucagua, estado Miranda. Esta unidad se extiende en una faja desde Caucagua hasta Santa Lucía, estado Miranda. La edad de estas filitas es tema de controversia entre diversos autores, aunque URBANI (2000) propone que la unidad pertenece al Albiense.

3.2.1.6.- Asociación Meta-volcano-sedimentaria de Villa de Cura

La referencia original de esta asociación fue realizada por AGUERREVERE & ZULOAGA (1937), quienes bajo el nombre de “Serie de Villa de Cura” designaron una compleja asociación de rocas metavolcánicas aflorantes en las cercanías de Villa de Cura, estado Aragua.

En los mapas geológicos clásicos, esta asociación ha sido cartografiada como una faja continua que abarca los estados Cojedes, Guárico, Carabobo, Aragua y Miranda. En la actualidad no se ha definido formalmente una localidad tipo (URBANI, 2000).

URBANI (*op. cit.*) refiere que esta asociación está compuesta de rocas metavolcánicas y metasedimentarias, divididas en cinco unidades:

Metatoba de El Chino: conformada por metatobas estratificadas de grano fino, con cantidades menores de metabasalto, metaftanita, filita grafitosa, esquisto cuarzo–albítico y granofel cuarzo–albítico.

Metatoba de El Caño: compuesta por metatobas afaníticas finamente laminadas, con cantidades menores de metalava basáltica y andesítica.

Metalava de El Carmen: presenta una espesa serie de metalava basáltica con fenocristales de augita, intercalados con metatoba, granofel, metaftanita y filita grafitosa.

Granofel de Santa Isabel: consiste en granofel cuarzo–feldespático–epidótico con intercalaciones de esquisto clorítico y cantidades menores de metalava piroxénica y metaftanita.

Metavolcánicas de Las Hermanas: compuesta por metatoba, metalava y aglomerados volcánicos.

La edad considerada por URBANI (2000) para esta asociación es Mesozoico, preferencialmente Jurásico–Cretácico.

3.2.2.- Unidades Litoestratigráficas

Las siguientes unidades representan el relleno sedimentario de la Cuenca de Barlovento, las cuales afloran todas a lo largo del borde septentrional de la misma.

Las rocas sedimentarias de esta cuenca representan una sedimentación del Terciario, conformada por las formaciones Aramina, La Cumaca, con una sedimentación más fina hacia el centro de la cuenca, la cual culmina con la deposición de la Formación Carenero. Hacia el borde noreste de la cuenca se presentan las unidades más jóvenes de la sección (formaciones Mamporal y Caucagua).

Díaz (1982) plantea la división de la cuenca en dos sistemas:

Sistema Terciario: representado por las formaciones Carenero, Aramina y La Cumaca, de edad Mioceno-Plioceno, conformado por una interdigitación de las formaciones Carenero (marino profundo), Aramina (marino costero) y La Cumaca (fluvio-costero).

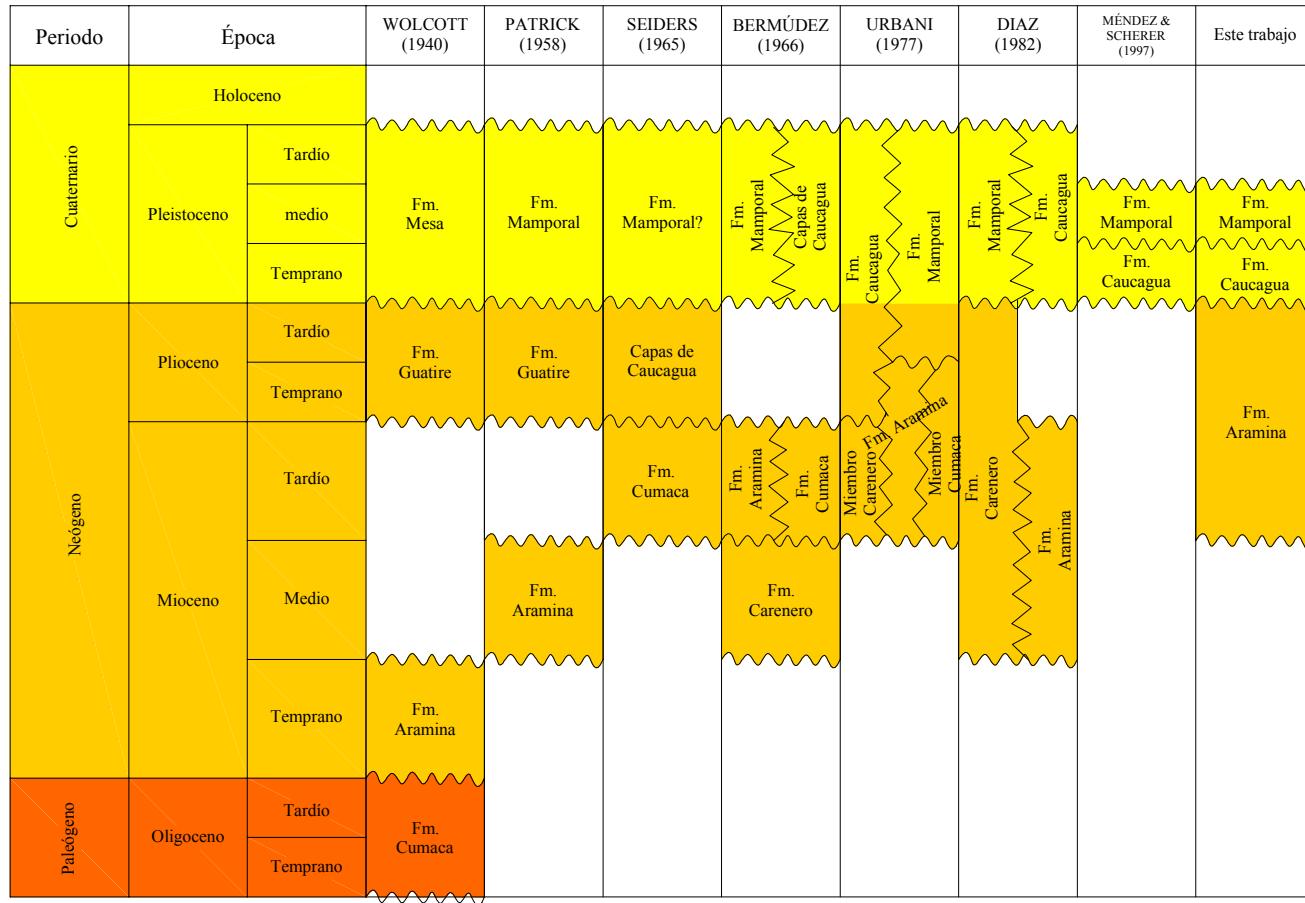
Sistema Cuaternario: representado por las formaciones Caucagua y Mamporal.

En la Figura 3.1. se muestra en forma esquemática las unidades litoestratigráficas así como las edades planteadas por diversos autores (entre ellos: WOLCOTT, 1940; PATRICK, 1958; SEIDERS, 1965; BERMÚDEZ, 1966; URBANI, 1977; DÍAZ, 1982 Y MÉNDEZ & SCHERER, 1997) para las formaciones y miembros que conforman el relleno sedimentario de la Cuenca de Barlovento. En ésta se pueden observar los problemas existentes en cuanto a definición de edades, así como las relaciones estratigráficas entre las distintas formaciones que conforman la cuenca. Cada uno de los problemas existentes serán discutidos a medida que se presenten las características de cada una de las formaciones.

3.2.2.1.- Formación Aramina

Consideraciones históricas: Esta Formación es nombrada originalmente por WOLCOTT (1940) quien realizó una descripción completa de esta formación. Figuró en el cuadro de correlación de MENCHER *et al.* (1951). BUCHER (1952) describió la unidad muy someramente. DUSENBURY (1956) suministró una descripción más amplia basado en informes inéditos de WOLCOTT (1940, 1945). FEO-CODECIDO (1962) resumió estos datos y mostró los afloramientos de la Formación Aramina y unidades vecinas en un mapa de Venezuela norte-central. BERMÚDEZ (1966) añadió datos sobre la microfauna, y atribuyó la unidad al Mioceno Tardío, 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).



Leyenda



Contacto discordante



Variación lateral

FIGURA 3.1.Correlación geocronológica de las diversas unidades litoestratigráficas planteadas por los principales autores en la Cuenca de Barlovento.

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 franja, desde Carenero hasta las cercanías de Mesa de Urape, donde pasa a ser Formación La Cumaca. PATRICK (1958) amplía la extensión de la unidad, ya que incluye a la Formación La 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) propone que el contacto superior se encuentra representado por unas lutitas marinas que pasan con discordancia angular a arcillas arenosas de la Formación Caucagua.

Ver Tabla 3.1 en donde se presenta la información de esta unidad.

3.2.2.2.- Formación La Cumaca

Consideraciones históricas: WOLCOTT (1940, 1945) es el primero en describir la Formación La 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 Tardío o Mioceno Temprano. MENCHER *et al.* (1951) mostraron la unidad como discordante por debajo de la Formación Aramina. DUSENBURY (1956) describió la formación basándose en datos inéditos de WOLCOTT (1940, 1945). 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. BERMÚDEZ (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 (S.V.I.P., 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.

Extensión geográfica: 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.

Ver Tabla 3.2en donde se presenta la información de esta unidad.

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

Ver Tabla 3.3. en donde se presenta la información de esta unidad.

3.2.2.4. Formación Caucagua

Consideraciones históricas: SEIDERS (1965) designa el término informal de Capas de Caucagua para describir los sedimentos concordantes suprayacentes a la Formación La Cumaca en la cuenca inferior del río Tuy, estado Miranda. 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.* (*op. cit.*) designan la localidad tipo en los cortes de carretera Caucagua-Tapipa al este de Caucagua, distrito Acevedo del estado Miranda.

Extensión geográfica: WOLCOTT (1940, 1945), PATRICK (1958) y FEO-CODECIDO (1962) colocan a esta unidad en sus mapas, extendiéndose desde las cercanías de Aragüita 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.*, *op. cit.*). Localmente, al oeste de la cuenca, la Formación Caucagua se encuentra discordante sobre rocas metamórficas.

Véase Tabla 3.4. en donde se presenta la información de esta unidad.

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

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
WOLCOTT (1940)	Mioceno Temprano	Conglomerado basal de 50 a 60 m de espesor. Suprayacente se encuentra una sección de arcillitas lutíticas, arcillitas y areniscas.		Equivalente lateral, de facies marina poco profunda de la Formación La Cumaca.	<u>Moluscos:</u> <i>Area, Chione, Corbula, Dosina, Leda, Lucina, Oliva. Ostrea, Pitaria, Tellina y Turritela.</i> <u>Microfauna:</u> <i>Ammobaculites, Amphistegina, Archaias, Asteregina, Bolivina, Buliminella, Cibicides, Globigerinella, Globigerina, Nonion, Haplophragmoides, Haplostiche, Lagena, Lamarckina, Nonionella, Nodosaria, Orbolina, Proteonina, Pyrgo, Quinqueloculina, Rotalia, Sigmoidina, Spiroloculina, Textularia, Triloculina, Trochammina y Vernoulina.</i>	1656 metros, de los cuales 260m son de conglomerados basales y el resto lutítico.	

TABLA 3.1. Resumen de diversos autores para la Formación Aramina.

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
PATRICK (1958)	Mioceno Medio	20% de conglomerados de matriz limosa. 15% de areniscas fina a gruesa. 10% de limolitas micáceas arcillosas a arenosas, mayormente fosilíferas. 50% lutitas mayormente calcáreas y fosilíferas. 5% calizas limosas o arenosas fosilíferas.	Discordante sobre rocas metamórficas, y su contacto superior en discordancia angular con la Formación Caucagua.	Opina que la Formación La Cumaca no posee diferenciación litológica que justifique su división.	<i>Amphistegina angulata</i> , <i>Cythereis sp.</i> , <i>Elphidiononion sp. Cf. E. poeyanus</i> , <i>Elphidium sp.</i> , <i>Haplocytheridae larosaensis</i> , <i>Nonion sp. Cf. N. sloanii</i> y <i>Streblus sp. Cf. S. becarii</i> .	2300 m en la quebrada Aramina	Aguas marinas poco profundas.
BERMÚDEZ (1966)	Mioceno Tardío	Conglomerados en la base, arenas, margas, lutitas, arcillas verdosas y areniscas intercaladas, con calizas limolíticas en la parte superior.	Discordante sobre las rocas metamórficas e infrayacente a la Formación Mamporal.	Parte superior de la Formación Cubagua, y formaciones Melajo, Sabaneta y Springvale de Trinidad.	<i>Ammonia beccarii</i> , <i>Archaias angulatus</i> , <i>Elphidium sp.</i> , <i>Florilus sloani</i> , <i>Textularia panamensis</i> , <i>Reussella spinulosa</i> y <i>Spiroloculina sp.</i>	Calcula un espesor de 1525 m.	

TABLA 3.1. Continuación...

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
DÍAZ (1982)	Mioceno Medio? - Mioceno Tardío	Conglomerado basal, con estratificación gruesa de color rojo o marrón, discordante sobre filita de la Fm. Urape. Lutitas limosas, gris verdosas intercaladas con delgados espesores de areniscas grises calcáreas. Suprayacente lutitas verdosas y azuladas, fósilíferas, acompañadas por areniscas calcáreas grises. Por encima, capas delgadas de calizas fósilíferas, intercaladas a lutitas altamente calcáreas y fósilíferas.	Contacto superior discordante con sedimentos pleistocénicos de la Formación Mamporal. Contacto inferior discordante sobre filitas de la Formación Urape.	Plantea que la Formación La Cumaca es una variación lateral de aguas salobres.	<u>Moluscos:</u> <i>Turritellas sp., Teinostoma cf. antillanum, Turritella aff. gatumensis, Olivella sp., Acteon sp., Odostomia sp., Melanella cf. Spatha., Pecten sp. Arca sp., Nucula sp., Dentalium sp.</i> <u>Foraminíferos:</u> <i>Amphistegina sp., Archaias sp., Ammonia beccarii., Elphidium carenerosensis, Florilus sloanii, Eponides cf. E. coryelli., Quinqueloculina cf. Q. seminulum, Hanzawaia sp., Globigerinoides quadrilobata, Globigerina trilocularis.</i> Algas, polen y esporas, ostrácodos, dientes de peces y equinodermos.	1580 m de espesor.	Marino regresivo, con aportes de agua dulce y con algunas transgresiones un poco violentas.

TABLA 3.1. Continuación...

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
WOLCOTT (1940)	Oligoceno	Lutitas y arcillas con un porcentaje relativamente pequeño de areniscas. Las lutitas están generalmente bien estratificadas de color gris verdoso, marrón achocolatado a negro. Areniscas estratificadas gris verdosas con cemento calcáreo y de grano fino.	Descansa en discordancia angular sobre las rocas metamórficas. Cerca de Caucagua y Merecure, se encuentra infrayacente en discordancia angular con su Formación Guatire (Formación Caucagua), y al sur y al este de la quebrada Camarón, yace cubierta discordantemente por su Formación Mesa (Formación Mamporal).		Pequeñas turritelas y ocasionalmente turritelas grandes, algunos conus, escamas y dientes de peces, restos de plantas, ostrácodos, gasterópodos y algunas dudosas globigerinas.	100 m en la quebrada Merecure y 75 m en la quebrada La Cumaca, aunque estima que podría alcanzar los 500 m.	Facies de aguas dulces.

TABLA 3.2. Resumen de diversos autores para la Formación La Cumaca.

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
PATRICK (1958)		Señala que las rocas aflorantes en la quebrada La Cumaca son iguales a las de la quebrada Aramina exceptuando la presencia de lutitas rojo oscuras.		No considera a la Formación La Cumaca separada de la Formación Aramina, indica que su litología podría estar interdigitada con la Formación Aramina.	<i>Streblus</i> sp. cf. <i>S. beccarii</i> y <i>Limnocythere venezolana</i> .		

TABLA 3.2. Continuación...

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
SEIDERS (1965)	Mioceno Tardío?	Lodo compacto blando de color beige claro, marrón chocolate, castaño y gris verdoso oscuro, mayormente las capas son masivas y no laminadas. Ocasionalmente se encuentra margas duras de color gris verdoso y areniscas de grano fino y color marrón amarillento y beige verdoso.	Yace infrayacente y de forma concordante con sus Capas de Caucagua (Formación Aramina).	Equivalente a la Formación Aramina.	Gasterópodos, pelecípodos, dientes de peces, fragmentos de huesos y ostrácodos.	Estima 1100 m de sección.	Facies marina de aguas someras.
BERMÚDEZ (1966)	Mioceno Tardío	Lutitas gris verdosas, pardas, achocolatadas o negras y arcillas lutíticas con algo de areniscas.	Discordante angularmente sobre las rocas metamórficas de la cordillera de la costa.	Equivalente a la Formación Aramina y a la Formación Tuy.	Ostrácodos (<i>Limnocythere</i>), dientes y escamas de peces y oogonios de Chara.	1000 m.	Facies marinas de aguas someras.

TABLA 3.2. Continuación...

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
BERMÚDEZ (1966)	Mioceno Medio	Lutita calcárea suave, compacta y maciza de color gris claro.	No se observan. Se presume discordante por encima de las metamórficas de la Cordillera de la Costa.	Formación Cubagua	<i>Amphistegina angulata, Biorbulina bilobata, Bolivina Imporcata, B. pisciformis, B. simplex, Bulimina inflata, B. pupoides, Buliminella arayensis, Candorbulina universa, Cassidulina neocarinata, C. subglobosa, Florilus sloani, Fursenkoina pontoni, Gavelinopsis minusculus, Globigerina foliata, G. neominutissima, G. nepenthes, G. praebulloides, Globigerinella involuta, Globigerinoides immaturus, G. obliquus extrema, G. rubra, G. rubra altiaperta, G. sacculiferus, G. trilobus, Globoquadrina altispira, Globorotalia acostaensis, G. juanai, G. mineacea, G. obesa, G. mineacea, Globorotaloides variabilis, Hanzawaia concentrica, H. isidroensis, Lenticulina americana, L. americana spinosa, L. iota, L. senni, Nonionella auris, Orbulina niversa, Saracenaria cf. italica, Siphogenerina lamellata, Sphaeroidinella seminulina, Textularia cf. mariae, Uvigerina carapitana, U. hispidocostata.</i>	15 m en la localidad tipo.	Aguas profundas.

TABLA 3.3. Resumen de diversos autores para la Formación Carenero.

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
DÍAZ (1982)	Mioceno Medio - Mio- Plioceno	Lutita verdosas, calcáreas y limosas, y en segundo lugar una sucesión interestratificada de calizas fosilíferas, areniscas y limolitas calcáreas.	Yace discordante al norte y oeste sobre unidades metamórficas y cubiertas frecuentemente por sedimentos de la Formación Caucagua o Formación Mamporal.		Ostrea sp., <i>Arca</i> sp., dientes de peces, pelecípodos, gasterópodos, <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Elphidium</i> sp., <i>Nodosaria</i> sp., <i>Amphistegina</i> cf. <i>A. angulata</i> , <i>Globigerina juvenilis</i> , <i>Florilus sloanii</i> , <i>F. grateloupii</i> , <i>Globigerinoides</i> sp., <i>Quinqueloculina</i> sp., <i>Amphistegina</i> sp., <i>Boliviana</i> sp., <i>B. imporcata</i> , <i>B. simplex</i> , <i>Globigerina</i> sp., <i>Globigerinoides</i> sp., <i>Amphistegina</i> sp., <i>Cassidulina subglobosa</i> , <i>Cibicides carstensi</i> , <i>Elphidium carenerosensis</i> , <i>E. discoidales</i> , <i>E. asanoi</i> , <i>E. cf. E. hadleyana</i> , <i>E. morenoi</i> , <i>E. advenum</i> , <i>Discorbis vilardeboana</i> , <i>Textularia panamensis</i> , <i>Buccella mansfieldi</i> , <i>Cassidulina laevigata curvata</i> , <i>Lenticulina americana</i> , <i>Uvigerina peregrina</i> , <i>U. carapitana</i> ,	821 m.	Ambiente de depositación regresiva con algunas transgresiones, plataforma abierta salinidad marino normal. Aguas de mar abierto, bastante profundas (nerítico exterior a batial superior), aproximadamente 300 m de profundidad.

TABLA 3.3. Continuación...

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
WOLCOTT (1940)	Plioceno		Descansa discordante sobre las formaciones Aramina y La Cumaca, aunque al oeste de la cuenca, también se encuentra discordante sobre las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa.		En el río Urape, menciona algunas megaformas no diagnósticas de aguas salobres.	Espesor máximo en el centro de la cuenca de 200 m.	
SEIDERS (1965)	Plioceno	Capas de grava arenosa en estratos muy potentes, con estratificación cruzada y lodo compactado blando, macizo, limolítico y arenoso, de color amarillo. Con cantidades menores de arenisca y grava pobemente consolidada, en estratos delgados a potentes.	Concordante con la Formación La Cumaca infrayacente.		No se encontraron.	700 m expuestos, sin observar el contacto superior.	

TABLA 3.4. Resumen de diversos autores para la Formación Caucagua.

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
PATRICK (1958)	Plioceno	Lutitas (50%) canela a marrón amarillento, grises a rojas, levemente estratificadas. Areniscas (25%) de color rojo oscuro a marrón, marrón amarillento a marrón oscuro, estratos delgados a masivos pero irregulares, a veces carbonáceas. Conglomerados (25%), rojo oscuro a marrón, marrón amarillento a marrón oscuro, estratificados y lenticulares, contiene guijarros a peñones de cuarzo y rocas metamórficas, en una matriz arcilloso-arenosa.	Cubierta discordantemente por la Formación Mamporal, con leve angularidad.				

TABLA 3.4. Continuación...

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
BERMÚDEZ (1966)	Pleistoceno	Gruesos estratos de grava arenosa con lodo blanco, macizo, limolítico y arenas amarillentas. A intervalos se presentan evidencias de estratificación cruzada.		Facies conglomerática de la Formación Mamporal.	Unidad estéril.		

TABLA 3.4. Continuación...

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
WOLCOTT (1940)	Pleistoceno	Gravas, arenas y arcillas con gruesa estratificación, masivas o con estratificación cruzada. El color característico de los sedimentos es de amarillo a marrón.	Descansa en discordancia angular sobre las formaciones más antiguas.		Restos de plantas.	Espesor máximo de 100 m.	Continental fluvial.
SEIDERS (1965)	Pleistoceno	Menciona sedimentos similares a los de la Formación Mamporal, y se distinguen de la Formación Caucagua por su tamaño de grano más grueso y por la mayor variedad y abundancia de fragmentos líticos.	Descansa en discordancia angular sobre las formaciones más antiguas.				

TABLA 3.5. Resumen de diversos autores para la Formación Mamporal.

Autor	Edad	Descripción Litológica	Contactos	Correlación	Fósiles	Espesor	Ambiente
PATRICK (1958)	Pleistoceno	Lentes de arcillas, areniscas y conglomerados ligeramente consolidadas y pobemente estratificadas. Los colores típicos de la formación son rojo, amarillo y gris	Descansa en discordancia angular sobre las formaciones más antiguas.	Formación Mesa del oriente del país, y las formaciones Coche, Guanipa y Carvajal.			Continental fluvial.
BERMÚDEZ (1966)	Pleistoceno	Lentes de arcillas, areniscas, conglomerados ligeramente consolidados y mal estratificados; los colores típicos de la unidad son rojo, amarillo y gris.	Discordante sobre la Formación Aramina.		No contiene fósiles.		

TABLA 3.5. Continuación...

horizontal, que aflora en la región del bajo Tuy. BERMÚDEZ (1966) sugirió su correlación con las Capas de Caucagua. SEIDERS (1965), consideró que ambas unidades constituyen facies ligeramente diferentes en el Pleistoceno, suprayacentes a las formaciones La 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.

Ver Tabla 3.5. en donde se presenta la información de esta unidad.

3.3.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

FEQ-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 N65°E 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°.

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 ocurrieron levantamientos mayores en la provincia norte, evidenciado por el buzamiento pronunciado de las capas terciarias hacia el norte y las mayores elevaciones de las montañas en esa provincia. Añade que los grandes terremotos ocurridos en aquel entonces indican que la orogenia aún continúa.

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

DIAZ (1982) define la depresión de Barlovento como una cuenca graben cuyo límite norte es una gran falla N50°E, 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 evento tectónicos: un primer periodo distensional durante el Mio-Plioceno, el cual se expresa con fallamiento normal de orientación N80°E, el otro periodo es compresional, durante el Plioceno Tardío (?)-Pleistoceno, que se caracteriza por fallas conjugadas transcurrentes de rumbo NW-SE. Además, propone que este segundo evento tectónico ha continuado hasta el Holoceno.

AUDEMARD (1984) define para la cuenca de Ocumare del Tuy dos fases de deformación: la primera caracterizada por fallamiento normal sin-sedimentario, con un esfuerzo máximo (σ_1) sub-vertical y esfuerzo mínimo (σ_3) sub-horizontal de orientación NE; la segunda fase de deformación se caracteriza por la reactivación de

fallas preexistentes, fallamiento inverso y plegamiento, bajo un esfuerzo máximo subhorizontal de orientación N-S.

SOULAS (1985) menciona que el régimen más reciente de deformación crustal, 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 sin-sedimentarias.

BELTRÁN & GIRALDO (1989) determinaron el campo de esfuerzos durante el Cuaternario para la región nor-oriental de Venezuela, obteniendo como resultado una dirección promedio de σ_1 NNW-SSE que 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 sin-sedimentario, 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 Baja del río 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.

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 cual es un límite joven en la evolución geodinámica cenozoica de la placa Caribe, con una edad de iniciación de la transcurriencia 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 Suramerica, obtienen 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 regimen tectónico esencialmente transcurrente.

AUDEMARD *et. al.* (2000) en su mapa y base de datos de fallas cuaternarias, indican 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, mencionan que esta sección de la falla se extiende desde Las Tejerías hasta Cabo Codera. Además, muestra 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, siendo su desplazamiento 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.

3.4.- SISMICIDAD HISTÓRICA Y RIESGOS GEOLÓGICOS

Para realizar una síntesis neotectónica, es necesario conocer la sismicidad histórica de la región en estudio, para así corroborar la actividad actual, así como su frecuencia. En la Tabla 3.6 se muestran las principales actividades sísmicas asociadas a la región de Barlovento. Es de notar, que la zona en estudio presenta una sismicidad relativamente continua a lo largo del tiempo de registro, siendo estos sismos de poca magnitud.

Los riesgos geológicos de la región septentrional de Barlovento están resumidos en la Tabla 3.7. en donde se puede apreciar, que a nivel de riesgo el mayor evento geológico se produjo durante el sismo de 1900, cuando ocurrieron deslizamientos de suelo, así como la destrucción de algunas vías férreas, puentes y viviendas. Los demás riesgos geológicos asociados a la zona en estudio, son principalmente arrastres torrenciales, los cuales, no tienen ningún vínculo con eventos sísmicos.

3.5.- GEOTERMIA

URBANI (1991) reporta que en la quebrada Casupo, la cual se ubica a media distancia entre Aragüita y Caucagua, brotan varios manantiales de aguas muy sulfurosas (fuerte olor a H_2S). Esta zona de manantiales corresponde a una zona intensamente fallada, con rumbo generalizado N70°E en donde afloran rocas de la Formación Paracotos. A escasos 500 m de las fuentes se localiza la traza de la extensa falla regional de Santa Rosa.

Año	Lugar	Fecha	Hora	Magnitud	Comentarios
1812	Capaya				Iglesia dislocada
	Curiepe				Afectada la iglesia del pueblo
	Mamporal				Pocos daños sobre las casas
	Arenales	13-10	10-11 pm		Sismos consecutivos
1866	Caucagua	01-03	10:30 pm		Fuerte temblor
	Curiepe	02-03	2:05 am		Dos temblores
	Curiepe	02-03	2:09 am		Dos temblores
	Curiepe	01 a 02-03	Noche		Diez temblores por las cercanías
1869	Río Chico y Capaya	07-10	5:00 pm		Fuerte temblor
1879	Curiepe	02-02	Noche		Varios temblores
	Curiepe	07-03	7:15 pm		Se arruinaron varias casas
1888	Río Chico	13-11	4:40 am		Fuerte temblor
1900	Higuerote, Río Chico, Carenero, Tacarigua y Curiepe	29-10	4:42 am		Casas destruidas, muertos y heridos
1929	Caucagua	17-02			Temblores en Caucagua (un mes después del terremoto de Cumaná)
1930	Higuerote	14-04	3:40 am		Temblor en Higuerote
1933	Higuerote y Capaya	08-08	3:30 pm		Fuerte temblor
1981	Higuerote	-09			Temblor de regular intensidad
1988	Barlovento	26-09	3:54 am	4.6 b 4.2 s	Hipocentro de 8 a 11 km
1989	Higuerote	24-05	1:22 am	4.5	Sentido en todo el estado Miranda, hipocentro a 48 Km
1997	Rio Chico	10-07	10:58 pm	4.0	Sentido en el estado Miranda, epicentro a 6 Km

TABLA 3.6. Sismicidad histórica en la región de Barlovento (Modificado de GRASES *et. al.*, 1999).

LOCALIZACIÓN DEL RIESGO			NATURALEZA DEL RIESGO					EFECTOS	
Sitio natural o poblado	Localidad cercana más grande	Fecha de ocurrencia	Identificación		Vínculo con la sismicidad			Daños materiales	
			Genérica	Específica	a	b	c	d	
Vía a Guatire	Caucagua	29-10-1900	A1?	Deslizamientos	X				
Entre Cutusiapón y Prim	Capaya	29-10-1900	B1?		X				
Vía férrea de Carenero/Río Chico	Carenero / Río Chico	29-10-1900	B1 D3		X				Vía férrea destruida
Paparo	Río Chico	29-10-1900	B1		X				Destrucción Puente de Hierro. Daños a viviendas. Parte del pueblo se hundió en el agua.
NE Caserío La Maturetera	Capaya	29-10-1900	B1		X				
Río Capaya y río Curiepe	Higuerote	1908	A2	Arrastres torrenciales				X	
Río Capaya y río Curiepe	Higuerote	?-12-1909	A2	Arrastres torrenciales				X	
Las Morochas	Capaya	29-07-1967	B1		X				
Chuspita	Caucagua	3-07-1979	A2	Arrastres torrenciales				X	Puente dañado. Vía interrumpida.
Paparo	Río Chico	24-09-1979	A2	Arrastres Torrenciales				X	

TABLA 3.7. Riesgos geológicos para la región septentrional de Barlovento (Modificado de SINGER *et. al.*, 1983).

4.- GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

4.1.- ANÁLISIS DESCRIPTIVO DE LAS TOPOFORMAS

A nivel regional, la Cuenca del Bajo Tuy es una gran depresión dentro de un sistema montañoso, la cual en su parte oriental termina en las costas de Barlovento.

Estos sistemas montañosos tienen características morfológicas distintas, por lo tanto, dentro del análisis de topoformas, se han diferenciado tres unidades topográficas, las cuales son descritas a continuación:

4.1.1.- Unidad Topográfica I (U.T.1) Cordillera de la Costa

Esta unidad se extiende desde la depresión de Barquisimeto hasta Cabo Codera, con una longitud aproximada de 400 km, estando limitada al norte por el Mar Caribe y al sur por el sistema de fallas de la Victoria, la cual separa la Cordillera de la Costa de la Serranía del Interior.

La orientación preferencial de la cordillera es E-W, aunque en su zona occidental se desvía al SW. La altura promedio es 1.700 m.s.n.m, y su altura máxima se encuentra en el Pico Naiguatá a 2.765 m.s.n.m.

SINGER (1977) establece tres superficies de aplanamiento en la Cordillera de la Costa, las cuales denomina: S1 Colonia Tovar a más de 2.000 m.s.n.m, S2 San Antonio de los Altos entre 1.500 y 1.250 m.s.n.m y S3 Los Teques entre 1.200 y 900 m.s.n.m. En la figura 4.1 se pueden observar la existencia de al menos tres superficies de aplanamiento desde el Topo Cogollal hasta Cabo Codera (Hoja 6947, IGVSB), una correspondiente a los 1.600 m.s.n.m, otra en 1.200 m.s.n.m y la última a 200 m.s.n.m, sin embargo no se pudo establecer relación alguna con las unidades de SINGER (*op. cit.*)

La cordillera es asimétrica, las laderas del flanco norte tienen mayor pendiente que las del flanco sur, por lo que la línea de cresta se encuentra desplazada al norte.



FIGURA 4.1. Corte topográfico a lo largo de la cresta de la Cordillera de la Costa, desde Cabo Codera hasta Topo Cogollal.

En las zonas aledañas a la depresión de Barlovento, los drenajes son principalmente rectilíneos y ocasionalmente semi-dendríticos, con orientaciones preferenciales N-S, NW-SE y E-W, siendo los ríos Caucagua y Tuy los principales que recorren esta unidad.

Entre las principales topoformas presentes en la cordillera, se encuentran valles encajados, estribaciones y filas de rumbo. Por otra parte, las litologías encontradas en la Cordillera de la Costa son las pertenecientes a la Asociación Metamórfica La Costa, Asociación Metasedimentaria Caracas, Asociación Metamórfica Ávila y rocas sedimentarias en los piedemontes y en las cuencas internas de la cordillera.

4.1.2.- Unidad Topográfica II (U.T.2) Depresión de Barlovento

Esta depresión con forma triangular, tiene sus vértices en el poblado de Aragüita, la bahía de Buche y Machurucuto, cubriendo un área aproximada de 1600 km², está limitada al norte por la Cordillera de la Costa (U.T.1), al sur por la Serranía del Interior (U.T.3), al oeste por la Cuenca del Tuy medio y al este por el Mar Caribe.

ZAMBRANO (1970) divide la llanura de Barlovento en cuatro sub-regiones morfológicas: 1) Cuenca del Bajo Tuy, 2) Cuencas bajas de Capaya-Curiépe-Caucagua (al norte) y Cuira-Guapo-Chapare-Uchire (al sur), 3) Llanura costera de Barlovento y 4) Laguna de Tacarigua.

En la región septentrional de la Depresión de Barlovento, se presentan las sub-unidades: Cuencas bajas de Capaya-Curiépe-Caucagua y parte de la Llanura costera (ver **Figura 4.2**).

4.1.2.1.- SUB-UNIDAD 1. CUENCAS BAJAS

Conforma el ochenta por ciento (80%) de la U.T.2, se extiende de oeste a este, desde el poblado de Aragüita hasta el pueblo de Sotillo, a partir de donde comienza una línea paralela a la costa, la cual limita esta sub-unidad con la otra.

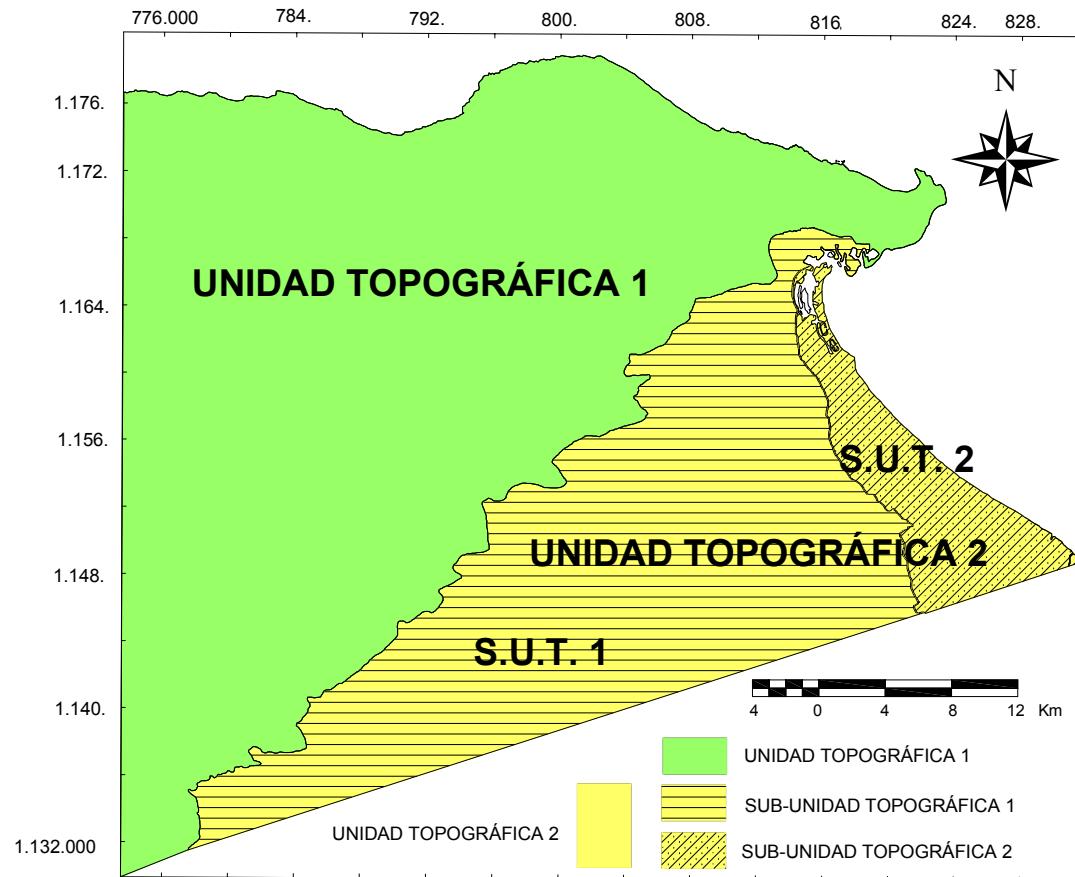


FIGURA 4.2. Mapa de unidades topográficas en la región septentrional de Barlovento.

Las principales topoformas encontradas en esta unidad son mesetas, colinas amesetadas y valles amplios (ver **Figuras 4.3 y 4.4**). 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 por diversos ríos y quebradas, siendo las cuencas principales las de los ríos Capaya, Curiepe y Caucagua. En general los drenajes son de tipo dendrítico, con algunos pocos rectilíneos, todos con cursos de agua NW-SE.

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

4.1.2.2.- SUB-UNIDAD 2. LLANURA COSTERA

Abarca un veinte por ciento (20%) de la U.T.2, se extiende de NW a SE en 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 unidad se distingue de la sub-unidad 1, por ser una unidad más deprimida que la anterior, se encuentra casi al nivel del mar, con una altura promedio de 5 m.s.n.m, con topoforma de planicie (ver **Figura 4.5**).

Los drenajes en esta unidad están constituidos principalmente por caños y lagunas interminentes, los cuales corresponden a las desembocaduras de los principales ríos y quebradas que atraviesan la sub-unidad 1. El principal caño en la región septentrional es el de Boca Vieja, a través del cual las aguas del río Tuy desembocan al Mar Caribe; entre las lagunas intermitentes se encuentran la Sabana de Oro, Sabana de Guardalagua y Sabana de PerUCHO.

La litología presente en esta sub-unidad corresponde a aluviones de edad cuaternaria.



FIGURA 4.3. Vista general de la Cuenca de Barlovento desde el pueblo de Aramina Lucero (Orientación de la foto: N-S).



FIGURA 4.4. Vista general de la meseta de Merecure (Orientación de la foto: S20°W).



FIGURA 4.5. Vista general de la llanura costera de Barlovento desde el pueblo de Macaira
(Orientación de la foto: N50°E).

4.1.3.- Unidad Topográfica III (U.T.3) Serranía del Interior

Se extiende desde el Lago de Valencia hasta las tierras bajas del litoral mirandino, cercano a la Laguna de Unare, con una longitud aproximada de 330 km. Su orientación preferencial es E-W, y su altura máxima se encuentra en el cerro Platillon a 1.930 m.s.n.m.

Esta unidad topográfica se caracteriza por tener drenajes dendríticos y topes de los altos topográficos redondeados, lo que indica menor competencia litológica.

Las litologías presentes pertenecen a la Asociación Meta-volcano sedimentaria de Villa de Cura.

5.- ESTRATIGRAFÍA

5.1.- BORDE SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE BARLOVENTO

Se realiza la descripción de los atributos y características de las rocas enmarcadas en el margen norte de la cuenca, abarcando los rasgos litológicos y contenido faunal.

5.1.1.- Litoestratigrafía

Incluye la descripción de las rocas en campo y la definición de unidades informales, basadas en dicha descripción y reforzadas con el estudio petrográfico de rocas duras.

5.1.1.1.- Descripción de campo

Se realiza en función de 10 secciones estratigráficas de quebradas y carreteras, distribuidas a lo largo del borde de la cuenca y con un espaciamiento uniforme entre ellas, escogidas conforme a las condiciones de accesibilidad y/o interés. Las secciones son enumeradas de oeste a este. Además, se incluyen 3 estaciones estratigráficas que abarcan afloramientos aislados, que no corresponden a ninguna de las secciones antes mencionadas. Para cada una de las secciones y estaciones se levantaron columnas estratigráficas, las cuales conforman el Anexo 2. En estas columnas están las descripciones de los afloramientos citados en las figuras de este capítulo.

Los nombres de las secciones y estaciones corresponden con las quebradas, carreteras y poblaciones en donde se encuentran y no corresponden necesariamente con las formaciones u otro tipo de unidades formales de la cuenca. Además de estas secciones, hay un gran número de carreteras en el área que fueron levantadas pero que no tienen afloramientos (ver **Figura 5.1**).

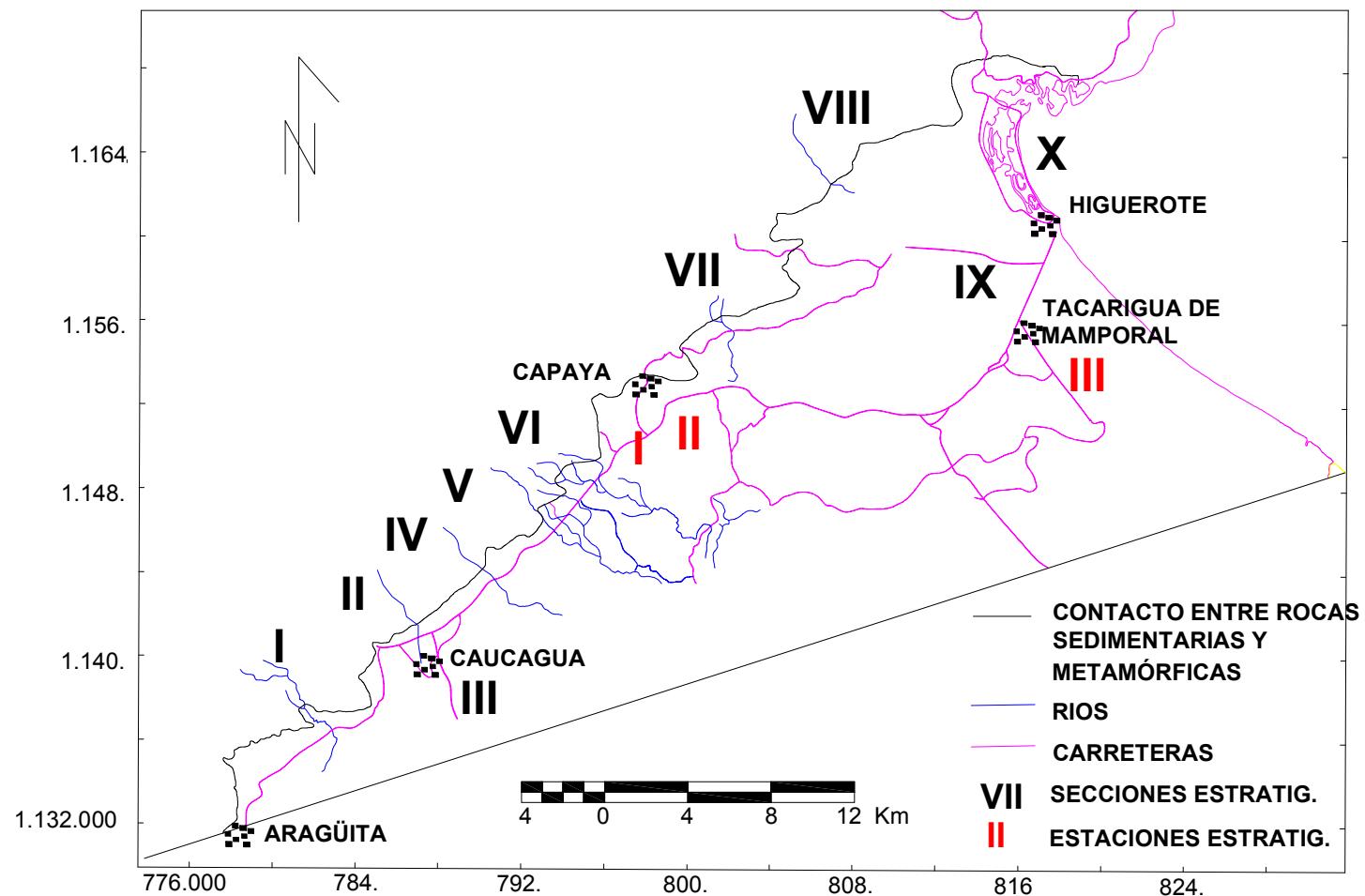


FIGURA 5.1.- Mapa de zonas levantadas en el trabajo de campo.

5.1.1.1.1.-Sección estratigráfica I – quebrada Casupo

Generalidades

La quebrada Casupo corta la carretera La Encrucijada-Aragüita, a 1,5 km aproximadamente de la población de La Encrucijada. En las adyacencias se encuentra el caserío de La Fila (ver **Figura 5.2**).

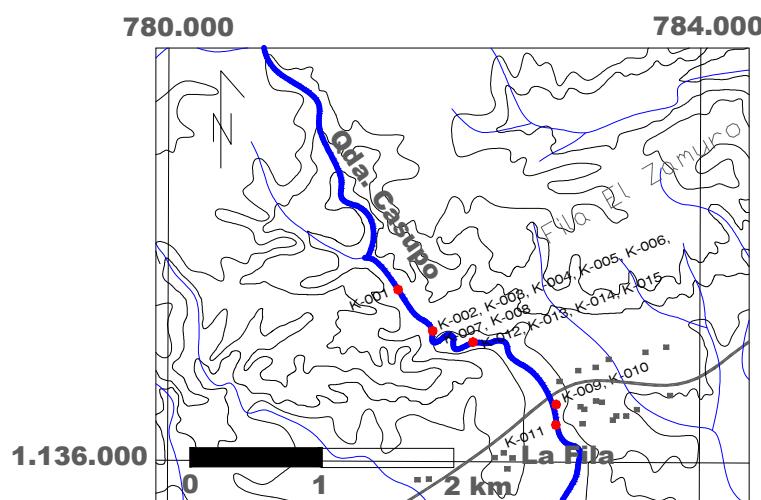


FIGURA 5.2. Mapa de ubicación de la quebrada Casupo (los puntos rojos representan las muestras recolectadas).

La extensión de la quebrada es de 2 km aproximadamente. La naciente se ubica en las cercanías del sector Casupo Arriba a una cota de 550 m, en las estribaciones de la Cordillera de la Costa. La quebrada drena hacia el SSE y desemboca en el río Tuy en el sector Morocopo, con cota de 80 m.

La corriente de esta quebrada es intermitente y su trayectoria es meandriforme y hacia la cercanía de su desembocadura en el río Tuy es pantanoso. En cuanto al patrón de drenaje de los pocos afluentes que tiene es, por lo general, oblicuo. La anchura máxima del cauce es de 6 m, que se encuentra 200 m aguas arriba del corte con la carretera.

La quebrada Casupo es referida en WOLCOTT (1945) y URBANI (1977), entre otros, como quebrada La Cumaca, pero la hoja topográfica de Caucagua (Hoja 6947, I.G.V.S.B.) y los pobladores de la zona la conocen con este nombre.

Descripción litológica

La sección tiene un espesor de 80 m y descansa en contacto discordante sobre el basamento metamórfico (ver **Anexo 2.1**). La roca metamórfica, probablemente filita, no posee foliación y está muy meteorizada, es de color gris claro a verdoso y meteoriza a marrón claro.

La mineralogía de estas rocas metamórficas es básicamente cuarzo, en granos y en vetas. También hay niveles de óxido, aunque de forma esporádica. No se observa lineación de minerales (ver **Figura 5.3**).



FIGURA 5.3. Detalle de afloramiento metamórfico. La roca no tiene foliación y está muy meteorizada. Obsérvese los patrones de diaclasas (afloramiento Cas 1, orientación de la foto: N-S).

Por lo general, estas posibles filitas están bastante fracturadas, y en algunos afloramientos hay 2 sistemas bien definidos de diaclasas.

En la base de la sección hay un conglomerado de cemento calcáreo, de color gris claro a verdoso que meteoriza a verde oscuro. Tiene 1,2 m de espesor. Hacia el

tope meteoriza a marrón oscuro y la proporción y empaquetamiento de clastos aumenta (ver **Figura 5.4**). Los clastos son fragmentos de filitas, con bordes sub-angulares a sub-redondeados y son de tamaño guijarro y gránulo.

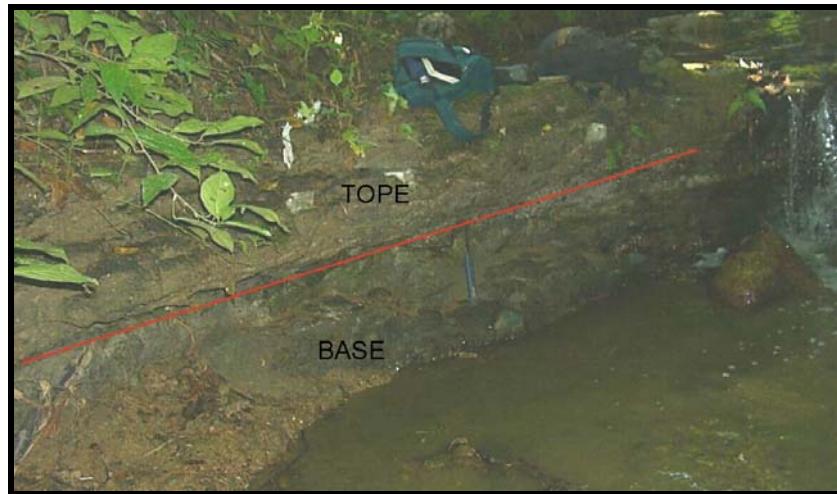


FIGURA 5.4. Conglomerado basal de color gris claro que meteoriza a verde oscuro en la base y a marrón oscuro en el tope. El empaquetamiento aumenta en el tope (afloramiento Cas 2.10, orientación de la foto: N-S).

Suprayacente, hay una secuencia de areniscas con capas de 0,4 m de espesor promedio; lutitas con capas de 1 m de promedio; y limolitas de 1 m. El espesor total de esta secuencia es de 25 m.

Las areniscas son de grano fino, calcáreas y de color gris a verde claro que meteorizan a marrón oscuro. Presentan estratificación paralela bien definida en algunos afloramientos, mientras que en otros sólo se presenta de forma incipiente. El espesor de las capas individuales varía entre 0,2 y 2 m. Algunas capas tienen lentes muy pequeños de lutitas (10 cm de largo y 2 cm de ancho).

Las capas de lutitas son de color gris claro a verde claro y meteorizan a gris claro y marrón. Por lo general son calcáreas y compactas. Algunas presentan huellas de desecación. El espesor de las capas individuales varía entre 0,2 y 4 m.

Algunas lutitas de este paquete presentan una marcada estratificación paralela, con una orientación promedio de N10°W 20°N. Otras, sin embargo, carecen de

estructuras internas. De mineralogía indeterminable a escala de afloramiento, a excepción de costras de óxido de hierro que hay en algunas capas.

Las limolitas, por lo general, son de color gris verdoso y meteorizan a verde y marrón oscuro. Son masivas, deleznables y calcáreas. Se presentan hacia el tope del paquete. También hay niveles de óxidos de hierro. Los espesores individuales varían de 0,7 a 1,2 m.

En la parte media de la sección hay otra secuencia de areniscas y lutitas, aunque las lutitas son más abundantes, y las areniscas se presentan en capas de poco espesor (20 cm promedio).

La base de este paquete está compuesta por lutitas masivas de color gris verdoso que meteorizan a marrón claro y que tienen 6 m de espesor. Presentan algunos lentes arenáceos no mayores a 5 cm de espesor. Suprayacente, una secuencia de lutitas y areniscas. Las lutitas son de color gris oscuro y meteorizan a marrón claro, tienen una laminación paralela bien marcada con una orientación N70°E 25°S y son ligeramente calcáreas. Las capas tienen un espesor de 2 m como máximo. Las areniscas son de grano medio a grueso, color marrón claro, bien estratificadas y no superan los 20 cm de espesor (ver **Figura 5.5**).

En la parte media y superior de este paquete hay planos de falla que la separan en bloques. En estos planos se observan estrías de fallas (ver **Estación N1**, capítulo 6).

En la parte superior de la sección de esta quebrada hay otra secuencia de areniscas y lutitas, más pequeña que las anteriores (sólo 14 m de espesor) y con una mayor preponderancia de las areniscas. Lo más resaltante de este paquete es que todas las areniscas son calcáreas, mientras que las lutitas no lo son.



FIGURA 5.5. Secuencia de areniscas estratificadas de 20 cm y lutitas laminadas. En la base y el tope, lutitas de espesores mayores a 2 m. La estratificación tiene una orientación N70°E 20°S (afloramiento Cas 3; L = lutita, A = arenisca, orientación de la foto: S50°E).

Las areniscas son de grano fino a muy fino de color marrón claro con laminación incipiente, las cuales tienen una orientación N80°E 32°S, aunque estas mediciones no corresponden a las orientaciones generales de la sección. Las capas tienen un espesor máximo de 2 m, son calcáreas, y hacia el tope hay sistemas de fracturas bien definidos. Las lutitas tienen un color marrón claro, no son calcáreas y, al igual que las areniscas, tienen laminación incipiente. El espesor máximo de cada capa es de 40 cm.

5.1.1.1.2.-Sección estratigráfica II– Quebrada Seca

Generalidades

La Quebrada Seca corta la carretera Caracas–Higuerote, 500 m aproximadamente al oeste del desvío a Caucagua, en el sector conocido como Cholondrón (ver **Figura 5.6**).

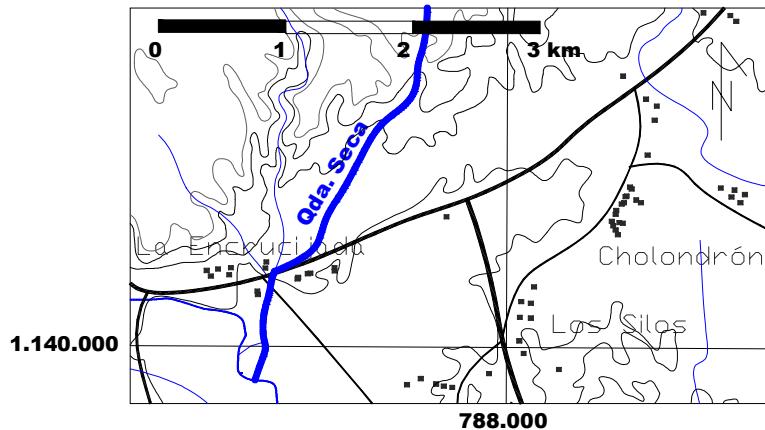


FIGURA 5.6. Mapa de ubicación de la Quebrada Seca.

La quebrada tiene una extensión de 12 km aproximadamente. La naciente se ubica en Cerro Grande en el sector Alto Merecure, a una cota superior a 400 m y desemboca en el Río Grande o Caucagua, después de rodear la población de La Encrucijada. La cota en este punto es inferior a los 80 m.

La corriente de esta quebrada es intermitente a lo largo de su recorrido, exceptuando en los tramos de cota alta, donde sí hay corriente durante todo el año. La quebrada tiene una trayectoria rectilínea en los primeros kilómetros de su cauce, para luego hacerse meandrina. El ancho máximo del cauce es de 3 m.

Descripción litológica

La sección es de 40 metros y descansa sobre basamento metamórfico. El contacto es de falla, cuya orientación es este-oeste (ver **Estación N2**, capítulo 6). La roca metamórfica es un esquisto sericítico-grafítoso, con vetas de cuarzo y es de color gris oscuro que meteoriza a gris claro (ver **Anexo 2.2**). Se encuentra plegada en dos fases y presenta una marcada foliación (ver **Figura 5.7**).



FIGURA 5.7. Contacto de falla del conglomerado basal y del basamento metamórfico. Obsérvese la ensilladura que demarca la zona de contacto (afloramiento S1, línea roja = zona de falla, orientación de la foto: W-E).

El conglomerado de la base, en contacto con el mencionado basamento, es de color marrón claro que meteoriza a marrón oscuro. En la base del mismo, los clastos son de tamaño guijarro, peña y peñón, pero el modal es el tamaño guijarro, y son clastos metamórficos en su mayoría (esquistos similares al del basamento) y cuarzo. La matriz es arenosa. Hacia el tope se hace más grueso. No se observa el tope, siendo el espesor mínimo de 3 m (ver **Figura 5.7**).

Luego de un intervalo donde no hay afloramientos, 34 m de sección, aflora otro conglomerado de características similares. Los clastos son de tamaño guijarro con matriz de arena de grano fino y de color marrón claro a grisáceo que meteorizan a marrón oscuro. No se observan contactos y el espesor mínimo es de 3,5 m.

A pesar de la extrema escasez de afloramientos en esta quebrada, la misma es de gran interés por el contacto tectónico con el basamento metamórfico; tópico que se desarrolla en el capítulo 6.

5.1.1.1.3.- Sección estratigráfica III - cortes de Merecure

Generalidades

Esta pequeña sección está constituida por afloramientos en cortes antrópicos, situados unos entre La Encrucijada y el desvío a Caucagua, en un camino de tierra a 300 m del caserío La Encrucijada. Los otros afloramientos se encuentran en un camino que se conecta con la vía Oriente, 300 m al sur del poblado de Los Silos (ver **Figura 5.8**).

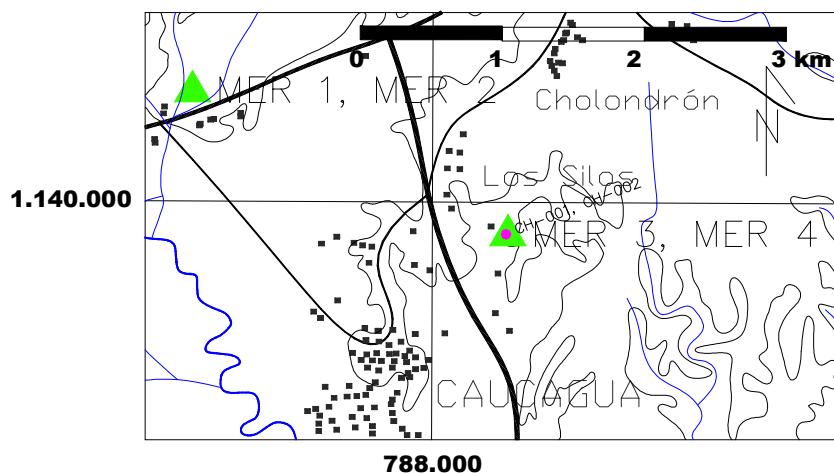


FIGURA 5.8. Mapa de ubicación de los cortes de carretera de la sección Merecure (afloramientos MER 1 a MER 4).

Descripción litológica

La sección, sin contactos apreciables, tiene un espesor de 830 m. Presenta en la base capas de lutitas de color gris claro que meteorizan a marrón claro con niveles de conglomerados de guijarros de color rojizo, con clastos elipsoidales, redondeados y sub-angulares. En cuanto a composición, son principalmente de cuarzo. El espesor mínimo del paquete es de 5 m (ver **Anexo 2.3**).

Las capas suprayacentes, en contacto transicional, son areniscas de grano medio de color gris claro que meteorizan a marrón claro con niveles de conglomerados rojizos, similares a los de las capas que están por debajo. El espesor mínimo de este paquete es de 4,5 m.

Con un gran intervalo de por medio sin afloramientos, hacia el tope de la sección se presenta una capa de limolita calcárea, masiva de color gris claro que meteoriza a marrón claro. No presenta contactos y el espesor mínimo es de 3 m.

Por encima, con intervalo sin afloramiento de por medio, se aprecia una capa de arenisca de grano muy fino de color gris claro que meteoriza a marrón claro con abundante macrofauna, específicamente moluscos (turritelas) y bivalvos no identificados. El espesor mínimo es de 1 m. Suprayacente, una capa de limolita calcárea de color marrón a gris claro que meteoriza a marrón claro con fauna bien preservada y similar a la capa que está por debajo. Presenta vetas de yeso y el espesor mínimo es de 2 m. Hay evidencias de fallamiento hacia el tope de este último afloramiento (ver **Estación N3**, capítulo 6). En ninguno de las capas que conforman la sección se pudo medir orientaciones de la estratificación

5.1.1.1.4.- Sección estratigráfica IV - quebrada Novillo

Generalidades

La quebrada Novillo corta la carretera Caracas–Higuerote a 6 km aproximadamente del desvío a Caucagua, en la zona conocida como Mesa de Urape (ver **Figura 5.9**). En las adyacencias, se encuentra el caserío de Yaguapita.

La quebrada tiene una extensión de 14 km aproximadamente. La naciente se ubica en la Loma La Esperanza, cerca del sector Peña Oscura, a una cota de 500 m, en la Cordillera de la Costa. La quebrada pierde su curso en las zonas pantanosas del sector de San Jacinto, a una cota de 80 m.

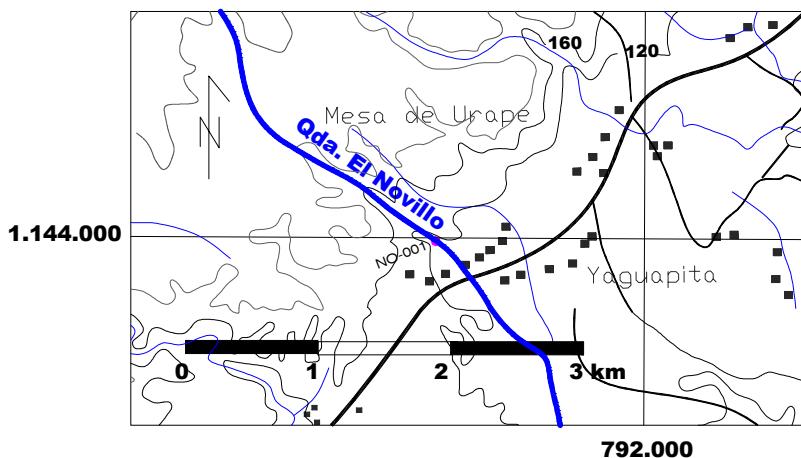


FIGURA 5.9. Mapa de ubicación de la quebrada Novillo.

La corriente de la quebrada es permanente sólo en los tramos iniciales, cercanos a la naciente. De resto, el cauce es intermitente, determinado por las estaciones de lluvia. La quebrada presenta una trayectoria rectilínea a lo largo de su recorrido, con pocos afluentes que alimenten el cauce. La anchura del cauce es de 5 m aproximadamente.

5.1.1.1.4.2.- Descripción litológica

La sección es de 1.080 m de espesor, pero en la mayor parte no aflora roca (ver **Anexo 2.4**). Por debajo de la sección, se observa un basamento metamórfico, constituido por roca de textura esquistosa, foliada y altamente meteorizado. Es de color gris oscuro y meteoriza a gris claro. Hay posibles planos de fallas, perpendiculares a la foliación, aunque no se observan estrías.

El contacto de la sección con dicho basamento no aflora. La base es un conglomerado de color rojo ladrillo que meteoriza a marrón rojizo, con clastos de fragmentos metamórficos (esquistos) y cuarzo. El tamaño de los clastos aumenta hacia el tope hasta llegar a 12 cm de diámetro, pero en general, los clastos son de tamaño peña a guijarro. El espesor del conglomerado es de 4 m, como mínimo, ya que los contactos no se observan.

A los 130 m de espesor de la sección, se presenta un conglomerado de características similares, con la diferencia que los clastos están imbricados. Éste tiene un espesor mínimo de 1,8 m.

La sección continúa con lutitas y limolitas grises. Las lutitas meteorizan a gris verdoso y marrón. Tienen óxido de hierro en niveles muy delgados y algunos patrones de diaclasas. Las limolitas meteorizan a gris verdoso y marrón. También tienen óxido de hierro, pero en costras. Las capas, tanto las de lutitas como las de limolitas, no superan los 2 metros de espesor y, por lo general, no afloran los contactos.

A los 500 m de sección, de base a tope, se presenta una secuencia de areniscas de grano grueso y las lutitas grises antes descritas. Las areniscas son de grano grueso, color marrón claro que meteorizan al mismo color y cada capa tiene de 15-20 cm de espesor. La estratificación es estas capas tiene una orientación de N40°E 35°S. Las lutitas grises, son como las del resto de la sección, con espesores de 10-15 cm por capa. El paquete completo tiene un espesor de 2 m y no se observan los contactos.

5.1.1.5.- Sección estratigráfica V - quebrada Urape

Generalidades

La quebrada Urape corta la carretera Caucagua–Higuerote, a 10 km al este del desvío a Caucagua. En las adyacencias está el caserío de Santa Elena (ver **Figura 5.10**).

La quebrada tiene una extensión aproximada de 18 km. La naciente se ubica en la Fila de Aramina, cercana al poblado El Colorado, a una cota de 400 m. La quebrada no desemboca en río o lago alguno, sino que su cauce se pierde 6 km al sureste del pueblo de Río Negro. La cota en este punto es inferior a los 40 m.

La quebrada tiene una corriente permanente a lo largo de todo su recorrido, exceptuando los últimos kilómetros, donde el régimen es intermitente. Tiene una

trayectoria meandriforme, la anchura máxima del cauce es de 6 m aproximadamente y posee pocos afluentes que alimenten el caudal.

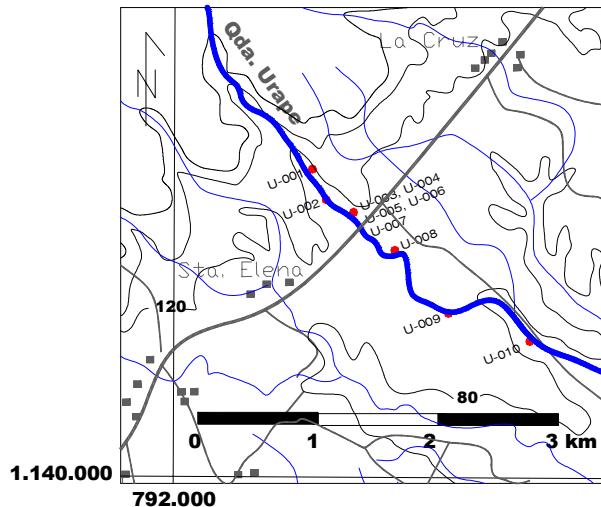


FIGURA 5.10. Mapa de ubicación de la quebrada Urape (los puntos rojos representan las muestras recolectadas).

Descripción litológica

La sección es de 826 m de espesor, aunque hay muchos intervalos cubiertos (ver **Anexo 2.5**). Por debajo, aflora el basamento metamórfico, constituido por filitas de color marrón claro con bandas de óxidos de tonalidades anaranjadas y que meteorizan a marrón oscuro. Tiene una foliación muy marcada. El contacto de la sección con el basamento no se observa.

La base de la sección está constituida por un paquete de conglomerados de guijarros y peñas grises que meteorizan a marrón oscuro, con clastos de cuarzo y fragmentos metamórficos y de bordes sub-redondeados a sub-angulosos. El más basal de estos conglomerados es de matriz calcárea, bien compacto y sin contacto en la base observado, con espesor mínimo de 3 m. Suprayacente, se presenta un conglomerado poco compacto con matriz arenosa de grano grueso que tiene 7 m de

espesor. En el tope, aflora un conglomerado similar al de la base, sin contacto en el tope observado y con un espesor mínimo de 5 m (ver **Figura 5.11**).

La estratificación tiene una orientación de N56°E 29°S. El espesor mínimo de este paquete de conglomerados es de 15 m.



FIGURA 5.11. Detalle del paquete de conglomerado basal. La flechas señalan los clastos de cuarzo tamaño guijarro y peña. La línea roja indica la estratificación (afloramiento U2, orientación de la foto: S34°E).

Desde los 130 a los 600 m de la sección, se presentan capas de lutitas y limolitas separadas por grandes intervalos sin afloramientos. Las lutitas son de color gris claro a oscuro, algunas con tonalidades amarillentas y meteorizan a gris claro, marrón claro y vinotinto, entre otros. Por lo general, están bien laminadas y algunas tienen cristales de yeso, óxidos de hierro y concreciones calcáreas en formas esféricas, con un diámetro máximo de 3 cm. Cada una de las capas tiene espesores de 2 a 6 m.

Entre estas lutitas, hay un paquete de más de 40 m continuos de lutitas grises oscuras que meteorizan a gris claro en la base y a marrón oscuro hacia el tope. Están

bien laminadas, compactas y tienen concreciones calcáreas (ver **Figura 5.12**). Eventualmente, presenta niveles de óxido, que confiere tonalidades ocres a la roca. El paquete es calcáreo y fosilífero en la base y en el tope (gasterópodos). Posee 2 patrones de diaclasas bien definidos. La estratificación en el paquete tiene una actitud promedio de N40°E 20°S.

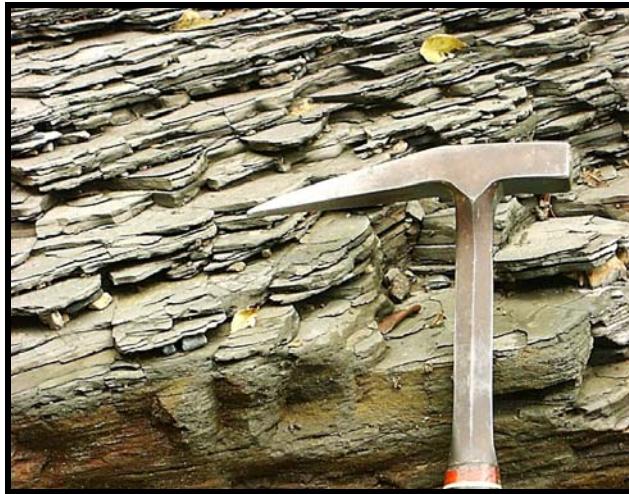


FIGURA 5.12. Detalle de la lutita gris claro. Obsérvese la buena laminación que presenta (afloramiento U4).

Las limolitas son de color gris verdoso y meteorizan a marrón oscuro. Son calcáreas y nodulosas y, al igual que las lutitas, tienen conchas de bivalvos en abundancia. También presentan, de forma muy esporádica, niveles de óxidos de hierro. Los espesores son de 4 a 6 m como mínimo y no se observan contactos en la mayoría de las capas.

A partir de los 600 m de sección, siguen presentándose capas de lutitas calcáreas similares a las inferiores pero sin las capas de limolitas. Estas capas, separadas por intervalos sin afloramientos, son de color gris claro a plomo que meteorizan a gris claro y, por lo general, están laminadas. En algunas hay concreciones de óxidos de color vinotinto u ocre y también se presenta óxido en niveles. El espesor máximo de estas lutitas es de 6 m y la estratificación tiene una orientación de N70°E 20°S.

Hacia el tope de la sección, las lutitas son abigarradas y algunas tienen concreciones calcáreas. Además, tienen cristales de yeso bien desarrollados.

5.1.1.1.6.- Sección estratigráfica VI - quebrada Aramina

Generalidades

La quebrada Aramina corta la carretera Caracas–Higuerote a 14 km al este del desvío a Caucagua, aproximadamente. En las adyacencias se encuentra el caserío de La Coroña (ver **Figura 5.13**).

La quebrada tiene una extensión de 28 km aproximadamente. La naciente se ubica en las cercanías del sector El Colorado, a una cota de 400 m en la Fila de Aramina, perteneciente a la Cordillera de la Costa. No desemboca en río o lago alguno, sino que su cauce desaparece en la sabana El Toro, en las cercanías del pueblo El Tigre, a poca distancia de la carretera que une a Tacarigua de Mamporal y San José de Río Chico, a unos 15 km de este último poblado. La cota en este punto es inferior a los 20 m.

La corriente de esta quebrada es permanente a lo largo de todo su recorrido, exceptuando los tramos finales, donde el régimen es intermitente y es común los terrenos anegadizos que dificultan la determinación del cauce principal. La quebrada presenta una trayectoria rectilínea sólo al comienzo (cota superior a 200 m), para luego hacerse meandriforme, con muchos canales abandonados y pequeños bancos de arenas en su curso. La anchura máxima del cauce es de 8 m y lo consigue en las cercanías del pueblo de La Zurita.

5.1.1.1.6.2.- Descripción litológica

La sección es de 1.450 m de espesor, pero los intervalos sin roca aflorante representan un gran porcentaje de la misma (ver **Anexo 2.6**). Por debajo, se presenta un basamento metamórfico de las unidades que constituyen la Cordillera de la Costa. El contacto con este basamento no aflora. Las rocas metamórficas son filitas sericítico

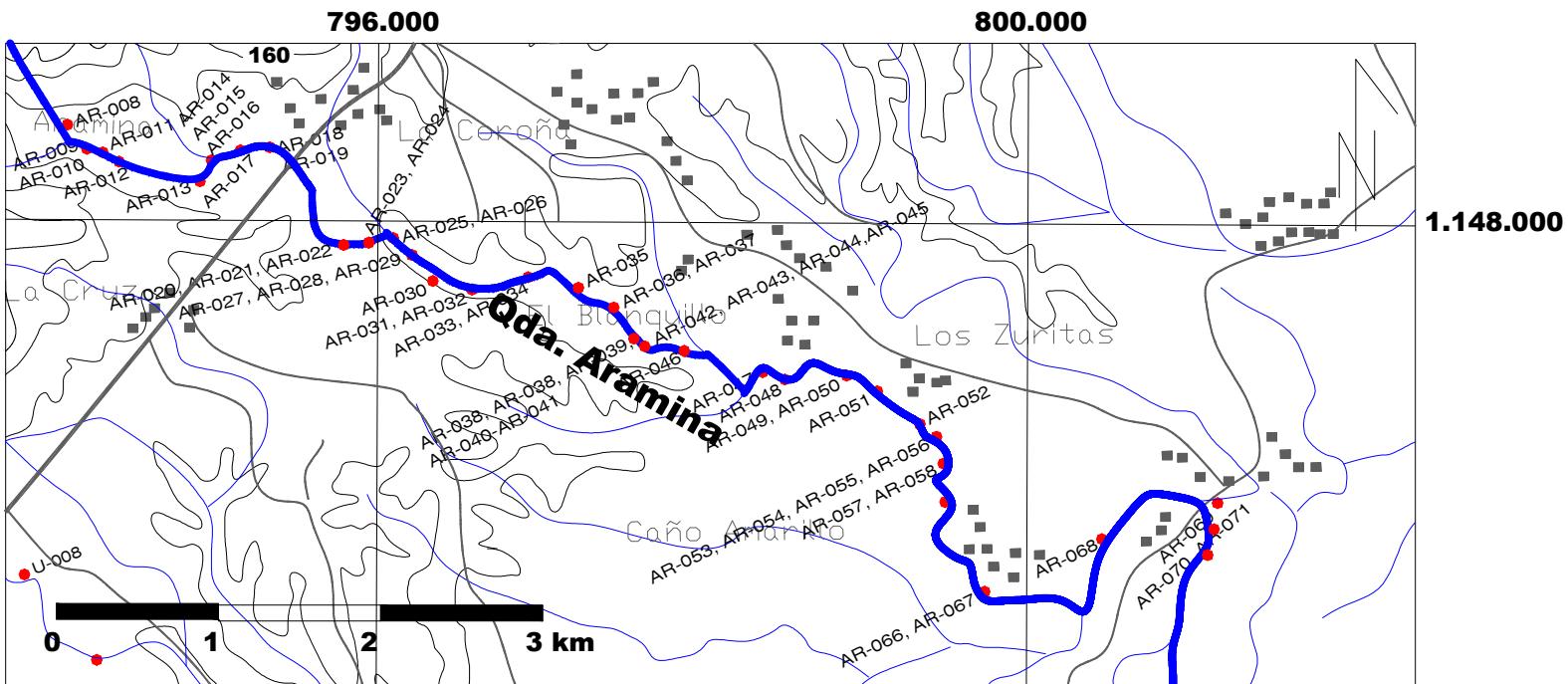


FIGURA 5.13. Mapa de ubicación de la quebrada Aramina (los puntos rojos representan las muestras recolectadas).

grafíticas, foliadas, muy meteorizadas y de colores gris plomo a gris verdoso y que meteorizan a marrón oscuro. Presentan vetas de cuarzo, además de óxidos de hierro. Por lo general, se encuentran plegadas en por lo menos dos fases de deformación.

La sección sedimentaria tiene en la base un conglomerado de color rojizo con clastos de tamaños guijarro, peña y peñón, aunque el tamaño modal es el de peña. Composicionalmente, los clastos son filitas sericíticas (con iguales características a la roca del basamento) y, en menor proporción, cuarzo. La matriz es de arena de grano medio. No se aprecia contacto en la base y el espesor mínimo de este conglomerado no sobrepasa los 4 metros.

Suprayacente, se presentan capas individuales de limolitas, lutitas y areniscas de espesores de 1 a 4 m, espaciadas por grandes intervalos sin afloramiento y, en la mayoría de los casos, a las capas no se les observan los contactos. La sección se mantiene así hasta los 350 m.

Las capas de lutitas, que son las de mayor proporción, tienen un color gris claro a gris plomo y meteorizan a gris claro, marrón claro, ocre y, algunas, son abigarradas. Son calcáreas y algunas están laminadas (ver **Figura 5.14**). Cada capa por separado tiene 2 m de espesor mínimo, ya que no afloran los contactos en la mayoría de las capas. La orientación promedio de las capas es de N40°E 8°S, variando el rumbo entre N25°E y N60°E, con buzamiento constante.

Las capas de areniscas son de grano fino a medio, de color marrón claro que meteorizan a marrón oscuro o claro. Por lo general son masivas, aunque hay algunas con estratificación paralela. Los espesores de cada capa no superan el metro de espesor mínimo, ya que no se observan los contactos.

En cuanto a las limolitas, éstas son de color gris oscuro y meteorizan a gris claro y su espesor promedio, al igual que el de las areniscas, es de aproximadamente 1 m. Un paquete de estas limolitas se intercala con calizas de 20 cm de espesor que son de color gris y meteorizan a marrón oscuro.

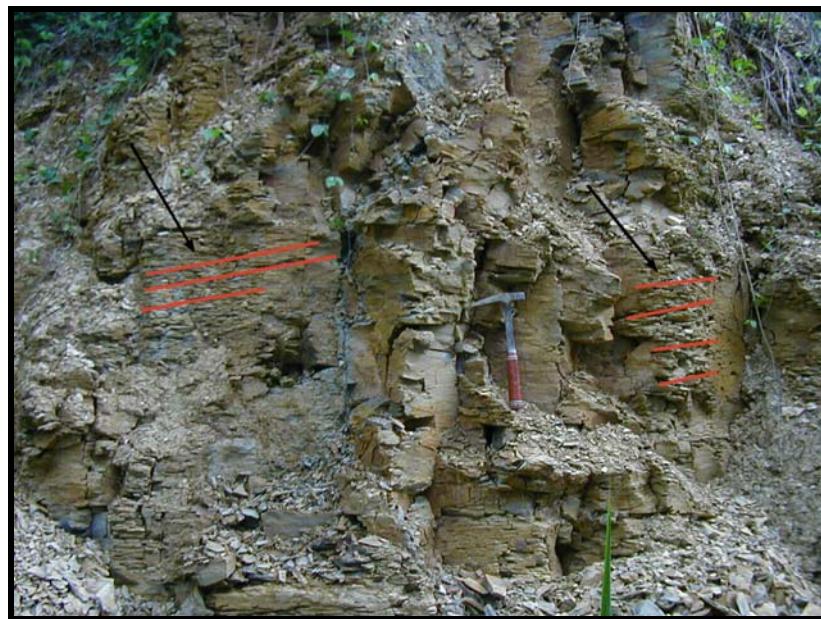


FIGURA 5.14. Capa de lutita gris claro que meteorizan a marrón claro. Obsérvese la laminación marcada con líneas rojas (afloramiento A18, orientación de la foto: N35°E)

Por encima, se presenta un paquete de más de 30 m de lutitas calcáreas fosilíferas intercaladas con otras lutitas no calcáreas. Las lutitas fosilíferas son de color gris claro y meteorizan a gris verdoso y tienen huellas de desecación. Entre los macrofósiles se pueden identificar bivalvos y gasterópodos. Las lutitas no calcáreas también son de color gris claro y meteorizan a gris oscuro y marrón oscuro. Por lo general, los dos tipos de lutitas son masivas, pero eventualmente están laminadas. La estratificación tiene una orientación de N40°E 8°S, es decir, la misma orientación que en la base.

Entre los 400 y 660 m de sección hay paquetes de lutitas grises claras y limolitas del mismo color, cuyos espesores promedian el metro. Las lutitas son de color gris oscuro a claro y meteorizan a marrón claro, gris claro y gris verdoso. Algunas son laminares y otras, en cambio, son masivas. Las hay calcáreas, las cuales presentan nódulos calcáreos, mientras que otras presentan óxido de hierro, ya sea en niveles o en nódulos. En cuanto a la mineralogía, sólo se observan algunas micas.

Las limolitas son también de color gris claro y meteorizan a tonalidades rojizas. Algunas capas se intercalan con las lutitas recién descritas

Estas capas de lutitas y limolitas, al igual que a lo largo de toda la sección, se encuentran separadas por intervalos sin afloramientos y no se aprecian los contactos entre ellas, a excepción de algunos que son abruptos.

A los 660 m de sección, aparecen unas capas muy delgadas de areniscas de grano fino de color marrón oscuro y que meteorizan a tonalidades violetas. Presentan una muy marcada estratificación de tipo paralela. También se observan niveles de oxidación y patrones de diaclasamiento.

Suprayacente a las capas de areniscas, la sección presenta las mismas capas de lutitas ya descritas, con la diferencia que algunas son de color marrón claro. La litología resaltante en esta parte de la sección la constituyen unas capas de calizas fosilíferas (ver **Figura 5.15**), de color gris oscuro y que meteorizan a gris claro. Los fósiles más comunes son bivalvos y gasterópodos (turritellas), generalmente se encuentran mal preservados. El espesor máximo de alguna de estas capas es de 2 m.



FIGURA 5.15. Detalle de capa de caliza fosilífera. Dentro del círculo se observa una turritella de 7 cm; las flechas señalan conchas de bivalvos (afloramiento A68, vista de planta).

A partir de los 850 m de sección, las lutitas no son tan predominantes como en el resto de la sección, aunque siguen presentes. Éstas poseen bioturbaciones, dispuestas verticalmente que son de formas cilíndricas (ver **Figura 5.16**). Las lutitas conservan el espesor que presentan en toda la sección (1 m, aproximadamente) y se

encuentran intercaladas con areniscas de grano medio de color marrón claro que meteorizan a marrón oscuro con espesores que no sobrepasan los 2 m. Eventualmente se observan capas de calizas muy compactas, algunas fosilíferas con colores que van del marrón claro a gris claro. Estas calizas son muy similares a las descritas anteriormente y el máximo espesor de las capas es de 3 m. La orientación es N74°E 15°S.



FIGURA 5.16. Detalle de capa de lutita marrón oscura. Las flechas señalan una bioturbación vertical y cilíndrica. No se identificaron icnofacies (afloramiento A78)

5.1.1.1.7.- Sección estratigráfica VII - quebrada Turupa Grande

Generalidades

La quebrada Turupa Grande corta la carretera Capaya-Curiepe, a 10 km aproximadamente al este del pueblo de Capaya. Cercano a este punto se encuentra el pueblo de Guatirito (ver **Figura 5.17**).

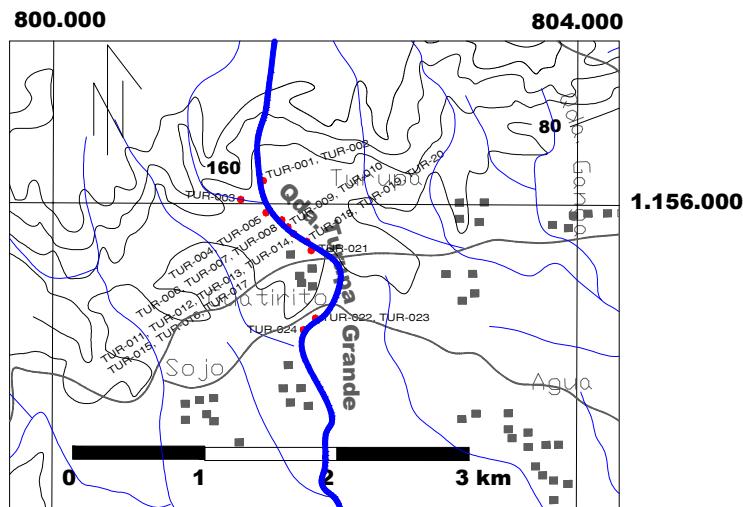


FIGURA 5.17. Mapa de ubicación de la quebrada Turupa Grande (los puntos rojos representan las muestras recolectadas).

La quebrada tiene una extensión de 6 km aproximadamente. La naciente se ubica en el sector de El Dorado, a una cota de 200 m, en la Cordillera de la Costa. Desemboca en el río Capaya, cercano al caserío Las Morochas que está 250 m al sur, en la carretera que va de Caracas a Higuerote. La cota en este punto es de 40 m.

La corriente de esta quebrada es permanente hasta el cruce con la carretera Curiepe–Capaya, aproximadamente. A partir de este punto, el régimen es intermitente. Por lo general, la quebrada presenta una trayectoria rectilínea y tiene un ancho máximo de 6 m.

Descripción litológica

La sección es de 130 m de espesor y descansa sobre el basamento metamórfico (ver **Anexo 2.7**). El contacto es de falla. La roca metamórfica es un esquisto sericítico-carbonático, de color gris rojizo que meteoriza a gris. Se encuentra muy fracturada y plegada (por lo menos en 2 fases). El contacto con la sección sedimentaria es posiblemente tectónico (ver **Estación N4**, capítulo 6).

La sección, en la base, presenta conglomerados de color marrón claro que meteorizan a gris claro o verdoso. Los clastos son de tamaño guijarro y peña y, en

cuanto a composición, son de cuarzo y metamórficos. La matriz es carbonática y tiene empaquetamiento muy pobre (ver **Figura 5.18**). El espesor total de estos conglomerados es de 6 m. La estratificación tiene una orientación de N80°W 12°S.

Suprayacente, se presenta una capa muy delgada (20 cm de espesor) de carbonato de mezcla de color gris claro, con concreciones de óxido de hierro y precipitados calcáreo en la base. Posee cristales de cuarzo de hasta 3 cm de largo. La orientación de los planos es de N80°W 12°S.



FIGURA 5.18. Conglomerado de color gris claro con clastos tamaño guijarro y matriz carbonática (afloramiento T7, orientación de la foto: N80°W).

A los 8 m de sección, hay una secuencia de lutitas calcáreas y calizas de color gris plomo. Las lutitas son de color gris oscuro y meteorizan a gris verdoso. Presentan buena laminación y, en algunos casos, patrones de diaclasa. El espesor de estas capas no supera el metro.

Las calizas de color gris claro, meteorizan a gris verdoso. Tienen pequeños cristales de cuarzo, por lo que muy probablemente sea una roca mixta (ver unidad informal A, sub capítulo 5.1.1.2) y sobrecrecimiento de calcita en vetas (ver **Figura 5.19**). Presentan dos familias de diaclasas y la orientación de la estratificación es de N65°W 10°S. El espesor promedio de las capas es de 40 cm.

El espesor de esta secuencia es de mínimo 3,5 m, ya que el tope está cubierto. El contacto entre las capas de lutitas y calizas es abrupto.



FIGURA 5.19. Capa de caliza de color gris claro. Lo que se observa es el tope de la capa, ya que la lutita suprayacente se erosionó (afloramiento T10, orientación de la foto: N60°W).

Suprayacente, hay capas de carbonatos de mezclas, separadas por intervalos sin afloramiento, de características similares a las capas de la base. El color es gris claro y presenta moldes de fósiles recristalizados y nódulos de hierro. Presenta clastos de cuarzo con un diámetro máximo de 1 cm. El espesor de cada una de estas capas no sobrepasa los 2 m y tienen una orientación promedio de N86°W 18°S.

El resto de la sección, presenta escasas capas de lutitas calcáreas de color gris claro a oscuro que meteorizan a gris claro. Son bien laminadas y algunas con macrofósiles (bivalvos). Por lo general, de poco espesor, exceptuando una capa de 15 m de espesor mínimo, que se encuentra a los 130 m de sección. Además, se presenta una secuencia de estas lutitas con carbonatos de mezcla, similares a los de la base, de 2 m de espesor como mínimo y que se encuentra a los 100 m de sección.

A parte de la importancia estratigráfica, hay intereses adicionales en esta sección, como lo son el contacto tectónico con el basamento metamórfico y microestructuras en las vetas de calcita de las capas de calizas (ver **Estación N4**, capítulo 6).

5.1.1.1.8.- Sección estratigráfica VIII - quebrada Cáculo

Generalidades

La quebrada Cáculo pasa 2 km al norte del pueblo de Curiepe, aproximadamente. La quebrada tiene una extensión de 10 km (ver **Figura 5.20**).

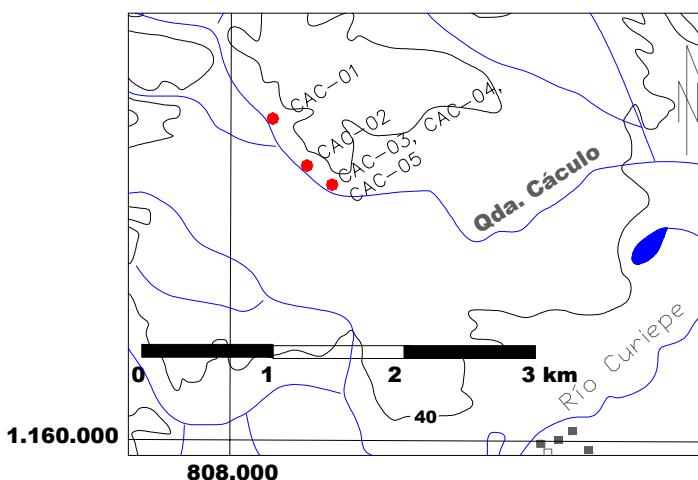


FIGURA 5.20. Mapa de ubicación de la quebrada Cáculo (los puntos rojos representan las muestras recolectadas).

La naciente de la quebrada se ubica en la Fila de Cáculo, en la Cordillera de la Costa, a una cota que sobrepasa los 200 m. Desemboca en el río Curiepe, cercano al caserío Guaical, a una cota inferior a 40 m.

El régimen de la quebrada es intermitente. Posee una trayectoria rectilínea, exceptuando los tramos finales, donde se hace meandriforme. La anchura máxima del cauce es de 4 m.

Descripción litológica

La sección es de 330 m, pero la gran mayoría está cubierta por grandes intervalos sin afloramiento (ver **Anexo 2.8**).

Por debajo de la sección se presenta el basamento metamórfico. La roca es de textura esquistosa de color gris claro que meteoriza a gris oscuro y se encuentra plegada en una sola fase. La mineralogía es indeterminable a escala de afloramiento.

La roca está muy descompuesta y meteorizada. El contacto de este basamento metamórfico con la sección sedimentaria no aflora.

A los 26 m de sección, aflora una capa de coquina de color marrón claro que meteoriza a marrón oscuro. Las ostreas tienen de 6 a 9 cm de diámetro promedio, aunque algunas pueden llegar hasta los 20 cm de diámetro. La mayoría de estas ostreas están en mal estado y su identificación es difícil. El espesor mínimo de esta capa es de 0,5 m y no se observan contactos.

A mitad de sección, hay capas de lutitas de máximo 2 metros de espesor. Son calcáreas, gris moteadas y meteorizan a marrón claro. Una de estas lutitas presenta un nivel de coquina en el tope, con ostreas parecidas a las de la otra capa. Como no afloran los contactos, el espesor mencionado es mínimo.

La única caliza de la sección se encuentra a los 125 m, con espesor de 2 m. Es de color marrón rojizo que meteoriza a marrón claro. La capa presenta fósiles recristalizados, los cuales corresponden a bivalvos mal preservados, además de cristales de cuarzo y micas, lo que la hace muy posiblemente un carbonato de mezcla.

También presenta fósiles una arenisca calcárea de color marrón claro a los 280 m de sección. Esta capa meteoriza a marrón claro y los fósiles que contiene son bivalvos y gasterópodos. La capa tiene 0,6 m de espesor mínimo y no afloran los contactos.

En el tope, una capa de lutita calcárea, de color gris oscuro que meteoriza a marrón claro, muy similar a las basales. El espesor es de 1,3 m como mínimo, ya que no se aprecian los contactos.

5.1.1.9.- Sección estratigráfica IX – carretera Sotillo Higuerote Curiepe

Generalidades

La sección está compuesta por los afloramientos en los cortes de carretera de las vías de Sotillo a Higuerote y de Higuerote a Curiepe. La longitud total de estos tramos de carretera es de 16 km aproximadamente (ver **Figura 5.21**).

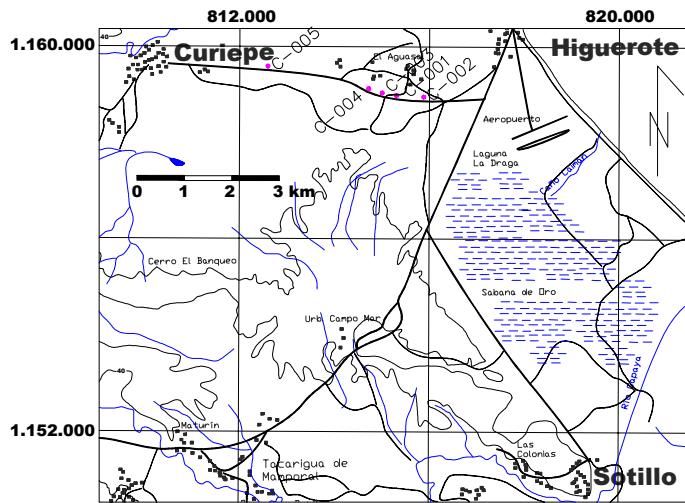


FIGURA 5.21. Mapa de ubicación de los tramos de carreteras que conforman la sección (los puntos fucsias representan las muestras recolectadas).

Descripción litológica

La sección tiene más de 1.800 m de espesor (ver **Anexo 2.9**). Al igual que en todas las secciones de la cuenca, los intervalos sin afloramientos representan la mayoría de la sección y los espesores de las capas y secuencias, por lo general, no se pueden determinar al no aflorar los contactos.

La sección descansa sobre el basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa. La roca metamórfica es una filita. Presenta una incipiente foliación y es de color gris claro que meteoriza a tonalidades ocre.

El contacto de la sección con el basamento es discordante. En la base de la sección, se presenta un paquete de lutitas calcáreas y calizas. Las lutitas son de color gris claro y meteorizan a marrón claro y en promedio son de 30 cm de espesor. Las calizas son de color marrón claro y meteorizan a marrón oscuro con espesores promedio de 40 cm. Los contactos entre lutitas y calizas son abruptos y el espesor mínimo del paquete es de 2,5 m.

Hasta los 1.300 m de sección, la litología es bastante variada, ya que se presentan capas de limolitas, lutitas, areniscas, conglomerados y calizas. En general,

no se observa los contactos entre las capas, y el espesor mínimo medido varía de 2 hasta 7 m.

Las capas de limolitas son escasas. Poseen un color gris claro y meteorizan a gris oscuro. Tienen cristales de yeso en abundancia y, en poca cantidad, bioturbaciones cilíndricas y dispuestas verticalmente sin diferenciar. Algunas tienen lentes de arenisca calcárea de color marrón claro, con bivalvos mal preservados y costras de óxido de hierro. Los lentes son delgados (10 a 15 cm de espesor) y su extensión no sobrepasa el metro. Los contactos están cubiertos y el espesor máximo medido es de 7,4 m.

Las lutitas también son escasas. Son de color gris claro y meteorizan a marrón oscuro y no tienen estructuras internas. No se aprecian los contactos y el espesor promedio medido es de 2 m.

Las areniscas son la litología más común en esta parte de la sección. Son de color marrón oscuro a gris claro y meteorizan a marrón claro. El tamaño de grano predominante es el de grano grueso a muy grueso, pero también las hay de grano fino. Algunas capas están estratificadas de forma paralela. Composicionalmente, tienen cristales de muscovita, cuarzo y, esporádicamente, yeso. También tienen niveles de óxido de hierro.

En cuanto a fauna, algunas de estas capas de areniscas tienen moldes de bivalvos, gasterópodos y turritellas (ver **Figura 5.22**). Los espesores varían de 2 a 4 m, aunque como no se observan los contactos, los espesores podrían ser mayores.

Los conglomerados son de matriz arenosa. El color es marrón claro que meteoriza a marrón oscuro. Los clastos son de tamaño guijarro y peña y en cuanto a composición, son de cuarzo y fragmentos metamórficos. El espesor de las capas es de 1 m aproximadamente.

La estratificación de las capas, donde se puede medir, tiene una orientación promedio de N38°E 10°S. En la base se presentan orientaciones anómalas, con

respecto al promedio de la cuenca ($N35^{\circ}W$), pero es en sólo 2 afloramientos adyacentes.

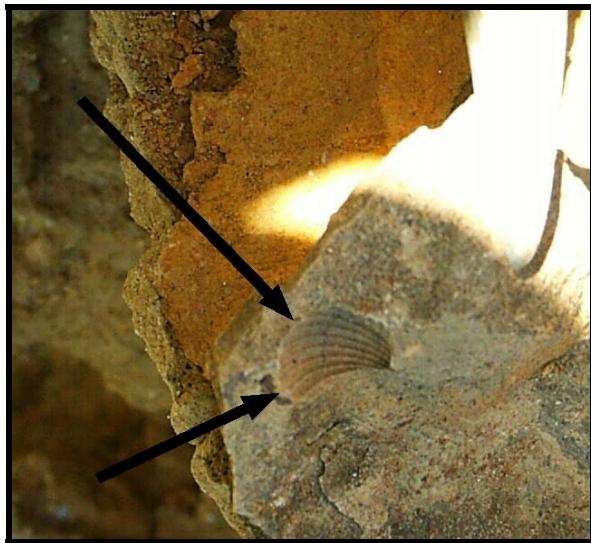


FIGURA 5.22. Detalle de capa de arenisca calcárea marrón claro. Observe el molde de bivalvo bien preservado, común en estas areniscas (afloramiento Car 9).

A partir de los 1.300 m de sección y hasta los 1.865 m, la litología se caracteriza igualmente por capas de areniscas, limolitas, lutitas y conglomerados, con espesores mayores. La diferencia primordial con la parte basal de la sección es el color rojizo de mucha de las capas y la ausencia de calizas.

Las lutitas son abundantes en comparación con la base de la sección. Son de color gris claro, marrón claro y verde, meteorizan a los mismos colores y a marrón oscuro y rojizo, con laminación incipiente a masivas. Algunas tienen óxido de hierro en niveles. Los espesores varían de 3 a 7 m.

Las limolitas son de color gris claro y meteorizan a marrón claro. Eventualmente, tienen precipitados calcáreos en el tope y lentes de lutitas de 10 a 20 cm de espesor que se extienden de 4 a 5 m (ver **Figura 5.23**). También presentan cristales de muscovita y niveles de óxido de hierro. Los espesores promedian los 5 m.



FIGURA 5.23. Afloramiento de limolitas de color gris claro que meteorizan a marrón claro, con lentes de lutitas de color gris claro, señalado por las flechas (afloramiento Car 3, orientación de la foto: N10°E).

Las areniscas son de grano medio a grueso, aunque algunas capas tienen grano fino y, por lo general, tienen buen escogimiento. Son de color gris claro, gris rojizo y marrón claro y meteorizan a los mismos colores y a marrón rojizo, marrón verdoso y ocre. No son muy compactas y muchas tienen buena laminación. Presentan oxidaciones, patrones de diaclasamiento e incluso fallas (ver **Estación N5**, capítulo 6). Algunas capas se encuentran intercaladas con capas de conglomerados en contacto transicional. Los espesores van de 0,4 a 7 m.

Los conglomerados son de color marrón claro, marrón rojizo y ocre, y meteorizan a los mismos colores. Los clastos son de tamaño gránulo a peñón, pero el tamaño modal es guijarro y tienen forma cilíndrica y discoidal con bordes sub-redondeados a redondeados. En cuanto a composición, los clastos son de cuarzo y de fragmentos metamórficos y están dispuestos de forma caótica. La matriz es de arena de grano medio a grueso. Se presentan más que todo hacia el tope de la sección (ver **Figura 5.24**).

La estratificación en estos paquetes de la sección tiene una orientación promedio de N40°E 10°S.

Suprayacente a estos conglomerados, con una discordancia angular de por medio y evidencias de fallamiento (ver **Estación N6**, capítulo 6), se presentan otros conglomerados de clastos tamaño guijarro a peña, de color rojo que meteoriza a marrón rojizo. Los clastos son de cuarzo y fragmentos metamórficos, tienen formas cilíndricas y bordes subredondeados. El empaquetamiento es pobre y son poco compactos.

El espesor de este paquete es de al menos 15 m y son horizontales. El contacto del tope de la sección no aflora.



FIGURA 5.24. Conglomerado marrón con clastos tamaño guijarro a peñón. Obsérvese la distribución caótica de los clastos (afloramiento Sot1).

5.1.1.1.10.- Sección estratigráfica X - carretera Higuerote-Carenero-Buche

Generalidades

La sección está compuesta por afloramientos de cortes de carretera de las vías que unen Higuerote, Carenero y Buche. También incluye la carretera de servicio del gasoducto de la planta de gas de Carenero, la cual tiene rumbo E-W (ver **Figura 5.25**). Los tramos de carreteras que conforman la sección suman un total de 14 km aproximadamente.

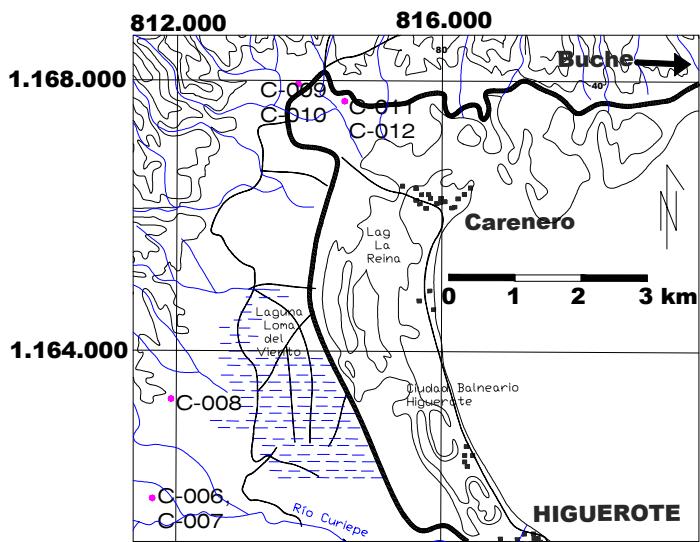


FIGURA 5.25. Mapa de ubicación de la sección X (los puntos fucsias representan las muestras recolectadas).

Descripción litológica

La sección tiene 780 m de espesor y tiene grandes intervalos sin afloramiento (ver **Anexo 2.10**). Por debajo de la sección sedimentaria, sin que se aprecie el contacto, hay una roca metamórfica de textura esquistosa de color gris claro y que meteoriza al mismo color. En cuanto a composición, se reconocen micas como sericitita y muscovita. La roca está foliada y plegada en al menos dos fases.

La sección comienza con un paquete de 11 m constituido por lutitas, areniscas, conglomerados y limolitas (ver **Figura 5.26**). No se observa el tope. La capa de lutita, de 2 m de espesor, es calcárea y de color gris oscuro que meteoriza a gris claro; tiene laminación incipiente. La capa de arenisca es de grano fino, calcárea y gris claro que meteoriza a ocre. Los conglomerados son de color marrón claro y tienen clastos tamaño peña con matriz arenosa; además están bien compactados. Por último, la capa de limolita es de color gris claro que meteoriza a marrón. En este paquete, se presentan fallas normales (ver **Estaciones N7 y N8**, capítulo 6).

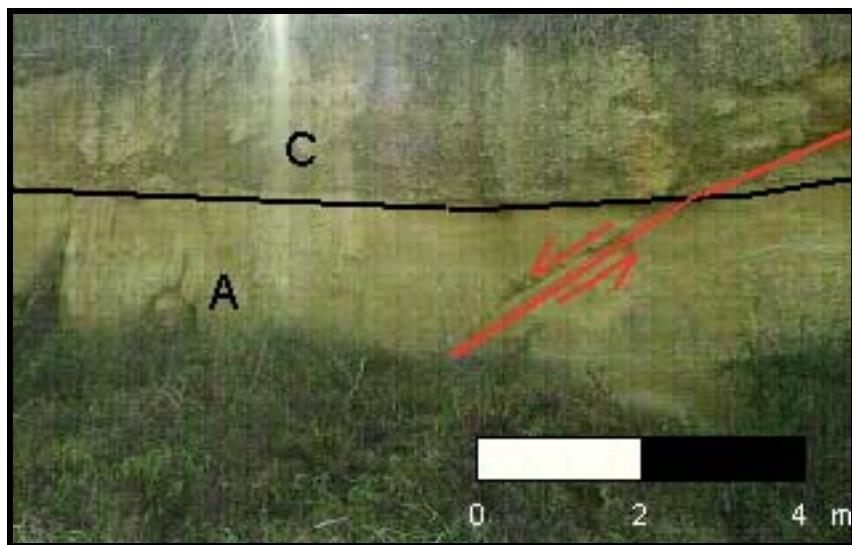


FIGURA 5.26. Afloramiento de areniscas, limolitas y conglomerados. Observe la falla, marcada en rojo (afloramiento Car 19, orientación de la foto: N80°W, A= arenisca, C= conglomerado).

A los 700 m de sección, la litología consiste de lutitas, limolitas, areniscas y calizas. También se presentan capas muy delgadas de ostreas. Los espesores de estas capas varían de los 3 hasta los 10 m. Los contactos que se observan son transicionales.

Las lutitas son de color gris claro y oscuro y marrón claro que meteorizan a los mismos colores. Algunas son calcáreas y fosilíferas (con ostreas de 3 a 5 cm de largo) y otras tienen óxidos de hierro y cristales de yeso en abundancia. El espesor de estas capas varía de 1 a 6 m.

Las limolitas son de color marrón claro, marrón oscuro y gris claro que meteorizan a los mismos colores y son fosilíferas (bivalvos en abundancia, ver **Figura 5.27**). Alguna presenta bioturbaciones verticales sin diferenciar. Las capas tienen un espesor promedio de 3 m.

Las areniscas son de grano fino, medio y grueso de colores grises claros y oscuros y marrones oscuros que meteorizan a los mismos colores. Son calcáreas y fosilíferas, predominantemente bivalvos y gasterópodos. Eventualmente tienen niveles de óxido de hierro. El espesor promedio de las capas es de 1,5 m.



FIGURA 5.27. Detalle de capa de limolita con conchas de bivalvos fragmentadas (afloramiento Car 10).

Las calizas son de color marrón oscuro y meteorizan a marrón claro y tonalidades rojizas. Son fosilíferas todas las capas, entre los fósiles que se identifican están bivalvos y gasterópodos no muy bien preservados y con tamaños variados. También se presentan 2 capas de ostreas no mayores a 40 cm de espesor cada una. Las ostreas son de gran tamaño, llegando a los 10 cm de longitud. La estratificación tiene una orientación de N50°E 20°S en promedio, aunque existen algunas orientaciones anómalas en comparación con el resto de la cuenca¹, como por ejemplo la del afloramiento Car 10, que es N48°W 10°S.

De 730 a 770 m de sección, la litología se restringe a paquetes donde se intercalan areniscas de color gris claro y conglomerados rojizos. Las areniscas meteorizan a marrón claro y ocre y el grano es de tamaño grueso. Son masivas y bien escogidas. El espesor promedio de estas capas es de 0,5 m.

Los conglomerados, de color rojizo y gris claro, meteorizan a marrón claro y vinotinto. Los clastos son de tamaño guijarro, peña y peñón, aunque los tamaños más

¹ La orientación de la estratificación en la cuenca varían de N30°E a N60°E y el buzamiento oscila entre 10 y 20°, siempre al sur (ver sub-capítulo 6.1.2.1)

comunes son guijarro y peña. Son poco compactos y tienen empaquetamiento bajo. Tienen óxido de hierro en forma de nódulos y niveles en las capas inferiores. La matriz es arena de grano medio. Las capas tienen espesores máximos de 3 m y el espesor promedio es de 0,4 m.

Los contactos entre los conglomerados y las areniscas son transicionales. Ninguna de las litologías presenta estructura interna alguna, por lo tanto, no es posible definir la orientación de la estratificación.

Los últimos 15 m de la sección están constituidos por conglomerados con clastos de origen metamórfico y volcánico y tamaño peña a peñón (ver **Figura 5.28**). Son de color rojizo a marrón y meteorizan al mismo color. La matriz es arenisca de grano grueso y, por lo general, tienen buena compactación. La orientación de los estratos es sub-horizontal.

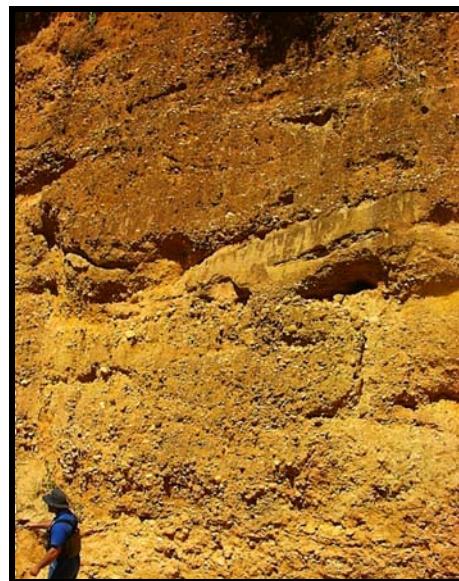


FIGURA 5.28. Conglomerado rojizo a marrón con clastos de tamaño peña y peñón y bien compacto (afloramiento Car 21, orientación de la foto: N55°W).

5.1.1.11.- Estación estratigráfica I – afloramiento de Yaguapa

Generalidades

Este afloramiento se ubica en la carretera Caracas–Higuerote en el desvío a Capaya. Cerca se encuentra el pueblo de Yaguapa (ver **Figura 5.29**).

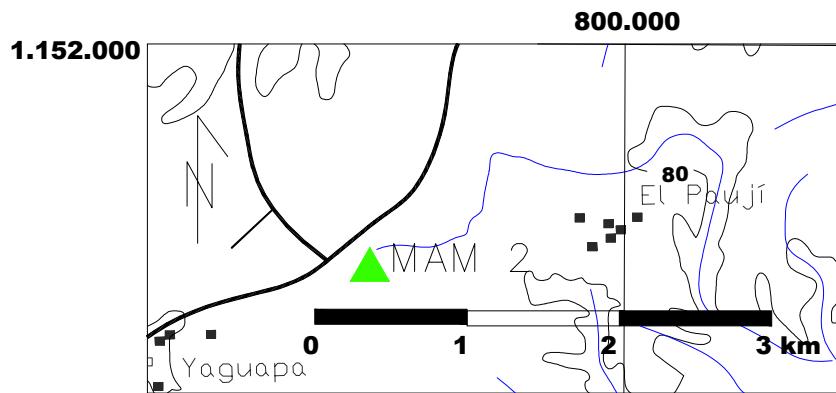


FIGURA 5.29. Mapa de ubicación de la estación Yaguapa (afloramiento Mam 2).

Descripción litológica

Al afloramiento no se le observan contactos y el espesor mínimo es de 8 m (ver **Anexo 2.11**). Es un conglomerado rojizo que meteoriza al mismo color. Los clastos son de tamaño guijarro y peña, pero el tamaño modal es el guijarro. Son cilíndricos y discoidales con bordes sub-redondeados. En cuanto a composición, son clastos de cuarzo y de fragmentos metamórficos, generalmente, de textura esquistosa.

El conglomerado tiene un empaquetamiento bajo y la matriz es arena de grano medio a grueso. No tiene estructuras internas y las capas parecen horizontales a sub-horizontales.

5.1.1.12.- Estación estratigráfica II - afloramiento de Capaya

Generalidades

Este afloramiento se ubica en la carretera Caracas–Higuerote, a 1,5 km al este del desvío a Capaya (ver **Figura 5.30**). Cerca se encuentra el caserío de Los Morochos.

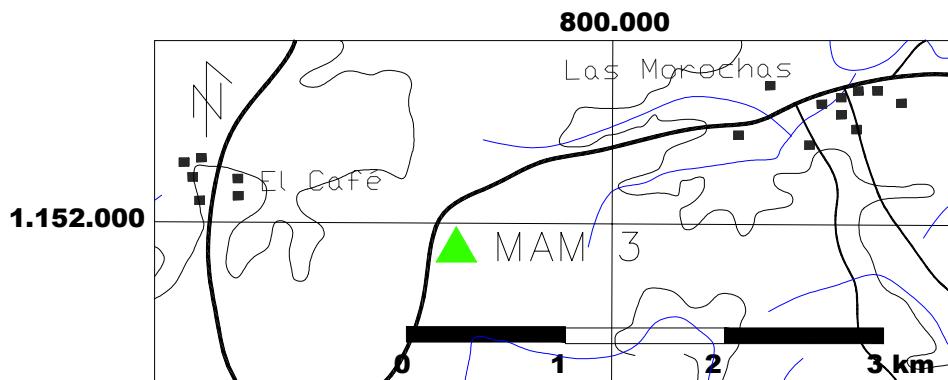


FIGURA 5.30. Mapa de ubicación de la estación Capaya (afloramiento Mam 3).

Descripción litológica

El afloramiento no tiene contactos visibles y el espesor mínimo es de 2 m (ver **Anexo 5.12**). Litológicamente, es una secuencia de capas delgadas de areniscas de grano medio a grueso y conglomerados rojizos. Las areniscas, de 0,4 m de espesor, son de color gris claro que meteorizan a marrón oscuro y rojizo. Los conglomerados están constituidos por clastos tamaño gránulo (0,3 a 0,7 cm) y son principalmente de cuarzo y algunos fragmentos metamórficos. Son de color rojizo que meteorizan al mismo color. La matriz es de arena de grano medio. El espesor de los conglomerados es de 0,2 m.

El contacto entre areniscas y conglomerado es transicional. Ninguno tiene estructuras internas y las capas parecen estar horizontales a sub-horizontales.

5.1.1.13.-Estación estratigráfica III - afloramiento de Tacarigua de Mamporal

Generalidades

Este afloramiento se ubica en la carretera Tacarigua de Mamporal–San José de Río Chico, a menos de un kilómetro de Tacarigua (ver **Figura 5.31**).

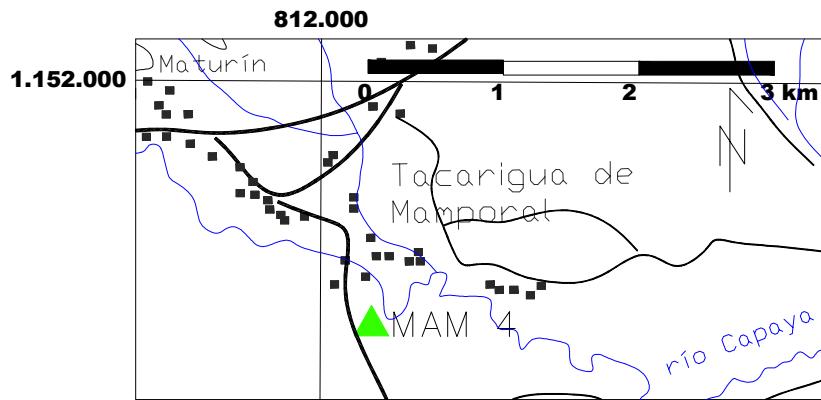


FIGURA 5.31. Mapa de ubicación del afloramiento de Tacarigua (afloramiento Mam 4).

Descripción litológica

Al afloramiento no se le observaron contactos y el espesor mínimo es 15 m (ver **Anexo 2.13**). La litología es muy similar a la de la estación I. El conglomerado es de color rojizo y meteoriza al mismo color. Los clastos son de tamaño guijarro, peña y peñón, pero el tamaño modal es el guijarro. Son cilíndricos con bordes sub-redondeados a redondeados. Composicionalmente, son clastos de cuarzo y de fragmentos metamórficos, generalmente, de textura esquistosa a filita.

El conglomerado tiene un empaquetamiento relativamente suelto y la matriz es arena de grano medio. No tiene estructuras internas y las capas son horizontales.

5.1.1.2.- Definición de Unidades Informales

En base a las características principales de las rocas del margen norte de la cuenca, descritas en la sección anterior y en el estudio petrográfico, se reconocen 3

unidades informales sedimentarias en el margen norte de la cuenca. Estas unidades se han denominado A, B y C; las cuales se describen a continuación.

Para la ubicación de las secciones mencionadas, referirse a la **Figura 5.1** al comienzo del capítulo, o a los mapas de ubicación de cada una de ellas, incluidos en el sub capítulo 5.1.1.1.

5.1.1.2.1.- Unidad informal A

La unidad informal A está presente en casi todas las secciones establecidas en el margen norte de la cuenca, las cuales de oeste a este son: quebrada Casupo, Quebrada Seca, cortes de Merecure, quebrada Novillo, quebrada Urape, quebrada Aramina, quebrada Turupa Grande, quebrada Cáculo, sección Sotillo–Higuerote–Curiepe y sección Higuerote–Carenero–Buche. Estas secciones corresponden, respectivamente de la I a la X.

De la sección I a la VIII, sólo aflora esta unidad, sin contactos observados en el tope. Es por esto que los espesores medidos serán mínimos, a excepción de los propuestos en las secciones IX y X. Por debajo de las secciones, se presenta el basamento metamórfico de las unidades de la Cordillera de la Costa. Este contacto, cuando aflora, es discordante en la mayoría de las secciones, pero hay dos que son de falla.

La unidad en la quebrada Casupo (sección I), tiene un espesor mínimo de 80 m. En la base, descansa sobre el basamento metamórfico en contacto discordante. No se observa contacto en el tope (ver **Anexo 2.1**). En la Quebrada Seca (sección II), el espesor mínimo de la unidad es de 40 m y el contacto con el basamento es de falla (ver **Estación N2**, capítulo 6). No se observa contacto en el tope (ver **Anexo 2.2**).

Los contactos de la unidad en los cortes de Merecure (sección III) no se aprecian. El espesor mínimo es de 800 m, aunque las rocas que afloran son bastante escasas y los intervalos cubiertos representan la mayor parte de la sección (ver **Anexo 2.3**).

En las secciones de las quebradas Novillo y Urape (sección IV y V), no se puede establecer el tipo de contacto de la unidad con el basamento metamórfico ya que se presenta cubierto, aunque sí se observa dicho basamento. No se observa unidad suprayacente. El espesor mínimo medido de la unidad es de 1.070 m para la quebrada Novillo y de 830 m para la quebrada Urape (ver **Anexos 2.4** y **2.5**).

En la quebrada Aramina (sección VI) es donde la unidad alcanza el mayor espesor de entre todas las secciones. El espesor calculado es de 1.450 m, aunque no se observa contacto en el tope por estar cubierto. En la base, el contacto también está cubierto, pero el basamento metamórfico se encuentra a tan sólo 1 m de sección (ver **Anexo 2.6**).

El otro contacto de falla de la unidad con el basamento metamórfico se encuentra en la quebrada Turupa Grande (sección VII), ya que en la zona de contacto se observan planos de fallas estriados (ver **Estación N4**, capítulo 6). No se observa contacto en el tope. El espesor de la unidad en esta sección es de 136 m, aunque este espesor es, una vez más, un espesor mínimo (ver **Anexo 2.7**).

La quebrada Cáculo (sección VIII) presenta únicamente a la unidad A con un espesor mínimo medido de 320 m. El contacto con el basamento metamórfico está cubierto (ver **Anexo 2.9**).

Las últimas dos secciones son las compuestas por tramos de carreteras en el extremo nororiental de la cuenca. Para la sección de Sotillo–Higuerote–Curiepe (sección IX), el espesor mínimo de la unidad es de 1.246 m y el máximo es de 1.324 m. Presenta contacto en la base, el cual es de tipo discordante con rocas metamórficas, mientras que el del tope está cubierto (ver **Anexo 2.9**). Para la sección de Higuerote–Carenero–Buche, el espesor mínimo es prácticamente igual al máximo (729 y 733, respectivamente), ya que los intervalos donde no aflora roca en la zona de los contactos, son de poco espesor (ver **Anexo 2.10**).

La orientación de las capas varía de N30°E a N60°E, aunque los valores más comunes son de N40°E a N50°E. En algunos afloramientos de la cuenca, se presentan

unas orientaciones diferentes a la estratificación general de la cuenca. Estas capas están orientadas N80°W. En cuanto a los buzamientos, todas las capas lo hacen hacia el sur, con un rango entre los 10 y 20° (para mayor información de las orientaciones, ver **Sub-capítulo 6.1.2.1**).

En base a la geometría del contacto de la unidad con el basamento metamórfico (resultante de los contactos de cada una de las secciones con la roca metamórfica) y en la disposición espacial de los afloramientos, aparentemente, la unidad se extiende en forma de franja desde el noreste de la cuenca hacia su extremo occidental, con un ancho difícil de establecer ya que el tope no está definido. Esto se debe a que la unidad suprayacente sólo aflora en dos de las secciones (IX y X).

Dicha unidad suprayacente, es la Unidad B (descrita a continuación). El rumbo de la estratificación entre estas dos unidades es bastante similar, pero existe una angularidad en el buzamiento de las capas, que varía de 5 a 10°, que puede sugerir una discordancia angular entre ambas unidades en las secciones levantadas, aunque esta no se observa en campo

En cuanto a la litología, esta unidad es la que más tipos litológicos presenta. Está compuesta por conglomerados, areniscas, lutitas, limolitas, calizas y hasta tiene capa de ostreas en el extremo nororiental de la cuenca.

Los conglomerados se encuentran en la base de la unidad y no afloran en todas las secciones. Por lo general tienen color gris claro a rojizo y marrón claro y meteorizan a tonalidades amarillentas, grisáceas, marrones y rojizas. El tamaño de los clastos es de guijarro, peña y hasta peñón, pero el más común es el de guijarro. En cuanto a composición, pueden ser clastos de cuarzo, fragmentos metamórficos de textura esquistosa y de iguales características al basamento que está por debajo. Tienen formas discoidales y cilíndricas con los bordes redondeados a sub-angulares. La matriz mayormente es clástica, de tamaño arena de grano medio a fino y de tamaño limo, pero también es común la matriz calcárea, especialmente en la sección de Turupa Grande.

El espesor de estos conglomerados basales alcanza su máximo en la quebrada Urape, donde llega a tener 15 m. En el resto de las secciones varía de 0 a 8 m. El porcentaje de los conglomerados en la unidad es de 10% aproximadamente.

Encima de los conglomerados, y por el resto de la unidad, se presentan intercalaciones de areniscas, limolitas, lutitas y calizas, siendo las más abundantes las lutitas.

Las lutitas son de color fresco gris claro y oscuro y marrón claro y meteorizan a los mismos colores, además de gris verdoso y ocre. Muchas de estas lutitas son calcáreas y fosilíferas. Entre la fauna se consiguen conchas de bivalvos separadas y gasterópodos –entre ellos se reconocen las turritellas-, que se encuentran bien preservados. También hay lutitas que no son calcáreas y que no tienen contenido faunal.

Algunas de las lutitas están bien laminadas y consolidadas, pero lo común es que sean masivas y deleznables. Las que son calcáreas presentan nódulos calcáreos de diámetro no mayor a 3 cm. Otras, sin embargo, presentan nódulos de óxido de hierro, que también se presenta en niveles delgados. En cuanto a la mineralogía, sólo se identifican pequeños cristales de muscovita y, hacia la zona de Carenero, se presentan grandes cristales de yeso. Las lutitas constituyen el 50 % de la unidad.

Las areniscas son, junto con las limolitas, el segundo litotipo más abundante. Por lo general, son de color marrón claro a oscuro y gris claro y meteorizan a los mismos colores. Son de grano fino y tienen escogimiento moderado, aunque las hay también de grano medio a grueso y con mal escogimiento. Además, son compactas en su mayoría.

Algunas de las areniscas son calcáreas y, algunas de estas son fosilíferas (bivalvos y gasterópodos). Mineralógicamente, se identifican cristales pequeños de muscovita, óxidos de hierro en niveles y nódulos y cristales de yeso que alcanzan gran desarrollo en la zona de Carenero. En cuanto a estructuras internas, algunas de las areniscas están estratificadas. Se encuentran intercaladas con limolitas y

conglomerados. Representan el 15 % de la unidad y se concentran más hacia las secciones de Carenero e Higuerote (IX y X).

Las limolitas son de color marrón claro y gris claro y meteorizan a los mismos colores y a tonos verdosos y ocres. Por lo general son muy deleznables. Algunas son calcáreas y fosilíferas. La fauna característica son conchas de bivalvos separadas y gasterópodos, todos fragmentados. Otra característica es que algunas tienen óxido de hierro en niveles muy delgados o en nódulos, además de micas y yeso. Representan el 20 % de la litología de la unidad.

El restante 5 % de la litología lo constituyen calizas y carbonatos de mezcla. Se concentran principalmente en la sección de la quebrada Turupa Grande (sección VII) y en el resto de las secciones se presentan en menor cantidad. Son de color marrón claro, gris claro y meteorizan a los mismos colores y a tonos verdosos. Todas las rocas de este grupo son bien compactas y tienen una estratificación fina a masiva. Muchas son fosilíferas, algunas incluso tienen capas de 10 a 30 cm de conchas de bivalvos. Además, también se observan gasterópodos. En muchas se consiguen granos clásticos de tamaño arena y limo, que corresponden a las rocas de mezcla.

La unidad A se diferencia de la suprayacente unidad B, entre otras, en que los conglomerados de la primera se encuentran en la base de la unidad y sobre el basamento metamórfico. Los conglomerados de la unidad B se encuentran distribuidos a lo largo de las secciones. También se diferencian en que en la unidad B no hay calizas ni rocas carbonáticas. En cambio en la unidad A hay un porcentaje considerable de calizas, carbonatos de mezcla y rocas clásticas con fracciones carbonáticas.

Además, la diferencia en la angularidad de las capas, mencionada antes, sirve de guía para la diferenciación de las unidades. Por último, las rocas de la unidad B son por lo general de color ocre, sin importar el tipo litológico, mientras que en la unidad A son de colores grises, marrones y ocres.

5.1.1.2.2.- Unidad informal B

La unidad informal B está presente en las secciones Sotillo–Higuerote–Curiepe e Higuerote–Carenero–Buche (secciones IX y X, respectivamente). Ambas se ubican en el extremo nororiental de la Cuenca de Barlovento. En la sección IX está presente desde los 1.300 hasta los 1.865 m de sección. El contacto con la Unidad A, infrayacente, está cubierto, aunque se observa angularidades distintas entre las capas de las unidades, lo que sugiere una discordancia. En el tope, el contacto es discordante con la unidad suprayacente (unidad C). El espesor mínimo de la unidad en esta sección es de 540 m y el máximo es de 620 m (ver **Anexo 2.9**).

En la sección X, la unidad aflora desde los 730 a los 770 m de sección. Los contactos están cubiertos, sin embargo, se observa una angularidad de las capas con respecto a las unidades adyacentes (Unidad A en la base y Unidad C en el tope). El espesor mínimo de la unidad en esta sección es de 34 m, mientras que el máximo posible es de 40 m (ver **Anexo 2.10**).

La orientación de las capas sólo es medible en un afloramiento de la sección IX, el cual es N40°E 10°S. Aparentemente, hay una continuidad entre los afloramientos de ambas secciones, a juzgar por su disposición espacial y por el paralelismo que presenta entre el tramo de contacto definido con la Unidad A y el contacto de ésta con el basamento metamórfico. De ser cierto lo anterior, la unidad se extendería como una banda similar a la propuesta para la unidad A.

Ni en el reconocimiento de campo ni en las muestras de la unidad se observa contenido fósil alguno.

Litológicamente, la unidad se caracteriza por capas de lutitas, areniscas y conglomerados y, en menor proporción, por capas de limolitas. Las lutitas son de color gris claro a verde y marrón claro que meteorizan a los mismos colores y a marrón rojizo y oscuro. Algunas presentan laminación incipiente, aunque la mayoría son masivas. Es común la presencia de óxido de hierro en niveles muy delgados.

Las areniscas son de color gris claro a rojizo y marrón claro. Meteorizan a los mismos colores y al marrón rojizo. Son de grano medio a grueso, aunque algunas son de grano fino. Por lo general, tienen buen escogimiento y en cuanto a estructuras internas, algunas tienen estratificación paralela y tienen niveles de óxido de hierro. Estas areniscas ocasionalmente están intercaladas con conglomerados con contactos transicionales.

Los conglomerados son de color marrón claro y rojizo y gris claro y meteorizan a los mismos colores y hasta vinotinto. Los clastos son de tamaño guijarro, peña y peñón, pero los tamaños más comunes son los de guijarro y peña. Tienen forma cilíndrica a discoidal y bordes sub-redondeados a sub-angulares. En cuanto a composición, hay clastos de cuarzo y de fragmentos metamórficos. Presentan óxido de hierro tanto en nódulos como en niveles. La compactación es baja y la matriz es de arena de grano medio a grueso.

Por último, las limolitas son de color gris claro y meteorizan a marrón claro, con capas que no superan los 2 metros de espesor y que, a veces, contienen delgados lentes de lutitas. También tienen precipitados calcáreos en algunas capas.

La Unidad B se diferencia de la infrayacente, principalmente, por la abundancia de conglomerados y por sus tonalidades ocres. También ayuda a diferenciarlas la ausencia de calizas –característico de la Unidad A–, la gran cantidad de conglomerados y la diferencia de buzamientos entre ambas, lo que sugiere una posible discordancia angular.

5.1.1.2.3.- Unidad informal C

La unidad informal C está presente en las secciones Sotillo–Higuerote–Curiepe e Higuerote–Carenero–Buche (secciones IX y X, respectivamente). También se presenta en las estaciones Tacarigua, Yaguapa y Capaya (III, I y II, respectivamente).

En la sección IX, es decir, Sotillo–Higuerote–Curiepe, está en el tope de la columna (ver **Anexo 2.9**), a los 1.865 m. El contacto con la unidad infrayacente (Unidad B) es discordante. No se observa el tope. El espesor mínimo de la unidad en esta sección es de 13 m.

En la sección Higuerote–Carenero–Buche (sección X), la unidad también aflora en el tope de la misma, a los 768 m de columna (ver **Anexo 2.10**). El contacto con la Unidad B está cubierto y, al igual que en la sección IX, el tope no se observa. El espesor mínimo de la unidad es de 15 m.

En las estaciones Tacarigua, Yaguapa y Capaya, constituidas cada una por un afloramiento de carretera, no se observan los contactos. Al igual que en las secciones descritas, el tope está erosionado y los espesores, todos mínimos, son de 15, 8 y 2 m, para las estaciones III, I y II, respectivamente (ver **Anexos 2.11, 2.12 y 2.13**).

La orientación de las capas en todos y cada uno de los afloramientos de las diversas secciones y estaciones, es horizontal.

La continuidad de las capas no es buena, ya que en secciones intermedias y a una cota similar, no aflora la unidad. Es decir, no tiene una extensión geográfica definida, sino localidades donde aflora. En cuanto a contenido de fauna, no presenta ningún tipo en ninguna de las secciones.

La litología de la unidad es bastante monótona. En su gran mayoría, está constituida por conglomerados de color rojo y marrón rojizo que meteorizan al mismo color. Los clastos son de tamaño guijarro, peña y peñón, pero el tamaño modal es el de guijarro. Tienen formas cilíndricas y discoidales y la redondez de los bordes varía de sub-anguloso a redondeado. En cuanto a composición los clastos son de cuarzo y de origen metamórfico (esquistos), por lo general, aunque eventualmente se presentan fragmentos volcánicos.

El empaquetamiento de estos conglomerados es bastante suelto y su compactación es pobre. No tiene estructuras internas y la matriz es arenisca de grano medio a grueso.

La única localidad que presenta una característica litológica diferente a la ya descrita es la de Capaya (estación III). El afloramiento correspondiente está constituido por una secuencia de areniscas de grano medio con los conglomerados rojizos ya descritos. Las areniscas son de color gris claro que meteorizan a marrón rojizo y no tienen estructuras internas. Los espesores de las capas son de 0,4 m y están en contacto con los conglomerados de forma transicional.

Aunque las características litológicas son muy similares a las de la Unidad B, se diferencian porque en ésta predominan los conglomerados de color rojo y porque el tamaño de los clastos es aún mayor. También por la significativa disminución de las capas de areniscas y por la horizontalidad de las capas de esta unidad.

5.1.2.- Paleontología

El estudio paleontológico se realiza en función de las secciones y estaciones estratigráficas establecidas en el sub-capítulo 5.1.1 (ver **Figura 5.1**). Este estudio se realiza de tres maneras diferentes, las cuales son:

- a. Observaciones de campo.
- b. Análisis de secciones finas de rocas.
- c. Lavado, montaje y estudio de sedimentos.

En general, los fósiles que se encuentran, en orden de abundancia, son:

- a. Moluscos (38 %).
- b. Fragmentos de peces (33 %).
- c. Foraminíferos (19 %).
- d. Ostrácodos (6 %).
- e. Equinodermos (2 %).
- f. Algas (1 %).
- g. Brizozarios (1 %).

El número total de muestras trabajadas es de 157. Para saber la ubicación de la muestra, referirse a los mapas de ubicación de cada sección estratigráfica, mostrados en el sub-capítulo 5.1.1. A continuación se presenta más detalle de la fauna, en función de las secciones estratigráficas.

5.1.2.1.-Quebrada Casupo

En las muestras de la sección de la quebrada Casupo, sólo se presentan dientes y escamas de peces, los cuales se observan en sedimentos lavados (ver **Tabla 5.1**). Se reconocen por su color marrón rojizo, rojo y a veces vinotinto. Además, los dientes tienen formas cónicas y triangulares. La abundancia es poca.

La excepción es la muestra K-008, la cual contiene gasterópodos y bivalvos, que se aprecian en sección fina. A escala de afloramiento, no se aprecia ningún fósil.

MUESTRA	LITOLOGÍA	FORAMIN.	OTROS FÓSILES	ABUND.	AMBIENTE	EDAD
K-003	Lutitas abigarradas		Dientes y escamas de peces	Baja	Marino (?)	
K-006	Lutitas grises		Dientes y escamas de peces	Baja	Marino (?)	
K-008	Caliza		Gasterópodos y bivalvos		Marino somero a salobre	
K-014	Lutitas grises		Dientes y escamas de peces		Marino (?)	
K-015	Lutitas grises		Dientes y escamas de peces	Baja	Marino (?)	

TABLA 5.1. Fósiles observados en la quebrada Casupo (sólo se presentan las muestras con fauna).

5.1.2.2.-Quebrada Seca

Las muestras recogidas de Quebrada Seca son estériles, tanto a nivel de afloramiento, en sedimentos lavados como en el estudio de secciones finas.

5.1.2.3.-Cortes de Merecure

En las únicas dos muestras recolectadas en los cortes antrópicos de la zona de Merucure, se observan macrofósiles. Estos fósiles son moluscos, tanto de la clase bivalvia como de la gasterópoda (ver **Tabla 5.2**). Dentro los gasterópodos, son comunes las turritellas (sin identificar especie). El resto de estos moluscos no se identificaron.

Ambas clases de moluscos son abundantes, aunque los bivalvos son más comunes que los gasterópodos.

MUESTRA	LITOLOGÍA	FORAMIN.	OTROS FÓSILES	ABUND.	AMBIENTE	EDAD
CH-001	Limolita calcárea		Gasterópodos y bivalvos	Alta	Marino somero a salobre	
CH-002	Limolita calcárea		Gasterópodos y bivalvo	Alta	Marino somero a salobre	

TABLA 5.2. Fósiles observados en los cortes de Merecure (sólo se presentan las muestras con fauna).

5.1.2.4.-Quebrada Novillo

En una sola muestra de quebrada Novillo se presenta fauna. Son ostrácodos sin identificar, observados en sedimentos lavados y baja abundancia (ver **Tabla 5.3**).

MUESTRA	LITOLOGÍA	FORAMIN.	OTROS FÓSILES	ABUND.	AMBIENTE	EDAD
NO-002	Arenisca rojiza		Ostrácodos	Baja	Marino somero	

TABLA 5.3. Fósiles observados en la quebrada Novillo (sólo se presentan las muestras con fauna).

5.1.2.5.-Quebrada Urape

En las muestras de la quebrada Urape, la fauna está representada por dientes cónicos y escamas de peces. Su abundancia es baja. También se presentan gasterópodos y fragmentos de bivalvos (ver **Tabla 5.4**). De los gasterópodos, que son muy abundantes, se reconocen dos ejemplares:

- Tryonia vivasi Wesselingh & Macsotay. Mioceno Temprano a Medio (lacustre a salobre)
- Ancylus sp. Mioceno Temprano a Medio (lacustre a salobre)

MUESTRA	LITOLOGÍA	FORAMIN.	OTROS FÓSILES	ABUND.	AMBIENTE	EDAD
U-001	Conglomerado		Gasterópodos y bivalvos	Alta	Marino somero a salobre	
U-003	Lutitas grises		Dientes de peces	Baja	Marino (?)	
U-004	Lutitas grises		Dientes de peces	Baja	Marino (?)	
U-005	Lutitas grises		Gasterópodos	Alta	Marino somero a salobre	
U-006	Lutitas grises		Escamas y dientes de peces	Baja	Marino (?)	
U-007	Lutitas grises		Fragmentos de bivalvos	Baja	Marino somero a salobre	
U-008	Lutitas grises		Dientes de peces	Baja	Marino (?)	

TABLA 5.4. Fósiles observados en la quebrada Urape (sólo se presentan las muestras con fauna).

5.1.2.6.-Quebrada Aramina

En los afloramientos de la quebrada Aramina, la fauna más común son los fragmentos de moluscos, tanto gasterópodos como bivalvos. En segundo lugar, en cuanto a abundancia, están los fragmentos de peces, que pueden ser esqueletos,

dientes o escamas. También se presentan ejemplares de ostrácodos, en algunas muestras abundantes, y espinas de equinodermos (ver **Tabla 5.5**).

En cuanto a foraminíferos, están presentes en algunas muestras – y de forma abundante - los géneros bénicos Ammonia, Florilus, Amphistegina, Quinqueloculina y la familia Nonionidae. En ningún caso se puede determinar la especie. Los rangos de edades de esta fauna, en general, abarcan desde el Mioceno al Reciente.

De los moluscos, se pueden identificar algunos ejemplares:

- Anomalocardia brasilana (d'Orbigny). Mioceno Tardío – Reciente (salobre a ensenada)
- Anomia simplex (d'Orbigny).
- Pitar (P.) antillensis. Wesbord. (aguas salobres)
- Sinun noloni. Mousy. Plioceno
- Noctia (N.) sheldoviana (Mousy). Plioceno Tardío – Pleistoceno Temprano.
- Pomacea sp. (ambiente fluvial)
- Caryocorbula sp. Plioceno Tardío – Pleistoceno medio (marino somero)
- Trigoniocardia sp. (marino somero)
- Pitar sp. (marino somero)
- Macrocallista sp. Oligoceno – Reciente
- Bulla striata (Bruguiere) (marino somero)
- Laevidentalium sp.
- Corbicula (Cyanocyclas) spp. (estuarios)
- Trachycardium sp.

MUESTRA	LITOLOGÍA	FORAMIN.	OTROS FÓSILES	ABUND.	AMBIENTE	EDAD
AR-001	Limolita		Espinás de equinodermo	Baja	Marino	
AR-008	Lutitas		Escamas y dientes de peces		Marino (?)	
			Bivalvos	Alta	Marino somero a salobre	
AR-011	Lutitas		Escamas y dientes de peces	Baja	Marino (?)	
AR-012	Lutitas		Escamas y dientes de peces		Marino (?)	
			Ostrácodos	Alta	Marino somero	
AR-014	Lutitas		Escamas y dientes de peces		Marino (?)	
			Gasterópodos		Marino somero a salobre	
AR-016	Limolita		Escamas y dientes de peces		Marino (?)	
AR-017	Lutitas		Escamas y dientes de peces		Marino (?)	
AR-020	Limolita		Escamas y dientes de peces		Marino (?)	
AR-024	Lutita		Frag de bivalvos		Marino somero a salobre	
			Escamas de peces	Baja	Marino (?)	

			Gasterópodos y bivalvos	Alta	Marino somero a salobre	
			Ostrácodos		Marino somero	
			Esqueletos y dientes de peces		Marino (?)	
		<u>Ammonia</u> sp.		Alta	Salobre a muy somero	Mioc Tar – Rec
			Escamas y dientes de peces		Marino (?)	
			Ostrácodos	Alta	Marino somero	
		<u>Ammonia</u> sp.			Salobre a muy somero	Mioc Tar – Rec
AR-031	Lutitas		Escamas y dientes de peces		Marino (?)	
		<u>Ammonia</u> sp.			Salobre a muy somero	Mioc Tar – Rec
			Ostrácodos	Alta	Marino somero	
			Gasterópodos	Alta	Marino somero a salobre	
			Escamas de peces		Marino (?)	
AR-033	Lutitas		Gasterópodos y bivalvos	Alta	Marino somero a salobre	
			Ostrácodos		Marino somero	

			Escamas y dientes de peces		Marino (?)	
AR-038	Lutitas		Escamas de peces		Marino (?)	
AR-051	Lutitas		Bivalvos		Marino somero a salobre	
AR-052	Lutitas grises		Esqueletos de peces		Marino (?)	
AR-053	Lutitas		Gasterópodos y bivalvos		Marino somero a salobre	
AR-054	Lutitas		Gasterópodos y bivalvos	Alta	Marino somero a salobre	
AR-056	Lutitas		Gasterópodos y bivalvos		Marino somero a salobre	
AR-057	Conglomerado		Bivalvos y gasterópodos	Alta	Marino somero a salobre	
			Espinillas de equinodermo		Marino	
		<u>Amphistegina</u> sp.			Marino somero	Mioc – Rec
AR-059	Arenisca calcárea		Gasterópodos y bivalvos	Alta	Marino somero a salobre	
AR-060	Lutitas	<u>Quinqueloculina</u> sp.			Mar. Marino somero	Jr – Rec
		<u>Florilus</u> sp.			Marino Somero	Paleoc – Rec
		<u>Nonio</u> sp..			Salobre a muy somero	Paleoc – Rec

		<u>Ammonia</u> sp.			Salobre a muy somero	Mioc Tar – Rec
		Ostrácodos			Marino somero	
		Dientes de peces			Marino (?)	
		Bivalvos y gasterópodos	Alta		Marino somero a salobre	
AR-061	Lutita		Bivalvos y gasterópodos		Marino somero a salobre	
AR-062	Lutita		Bivalvos y gasterópodos		Marino somero a salobre	
AR-063	Limolita con yeso y pirita	<u>Quinqueloculina</u> sp.			Marino somero	Jr – Rec
		<u>Florilus</u> sp.			Marino somero	Paleoc – Rec
		<u>Nonio</u> sp.			Salobre a muy somero	Paleoc – Rec
		<u>Ammonia</u> sp.			Salobre a muy somero	Mioc Tar – Rec
AR-065			Dientes de peces	Baja	Marino (?)	
AR-066	Lutitas		Gasterópodos y bivalvos		Marino somero a salobre	
AR-067 ^a	Areniscas – limolitas		Gasterópodos y bivalvos		Marino somero a salobre	
			Escamas y dientes de peces		Marino (?)	

AR-068	Lutitas		Gasterópodos y bivalvos		Marino somero a salobre	
AR-069	Lutitas		Bivalvos		Marino somero a salobre	
AR-070	Arenisca calcárea		Bivalvos y gasterópodos		Marino somero a salobre	
AR-072	Arenisca calcárea		Bivalvos y gasterópodos	Alta	Marino somero a salobre	
			Bénticos	Baja	Marino somero	

TABLA 5.5. Fósiles observados en la quebrada Aramina (sólo se presentan las muestras con fauna).

5.1.2.7.- Quebrada Turupa Grande

La fauna de la quebrada Turupa está constituida por moluscos (gasterópodos y bivalvos), fragmentos de peces y ostrácodos. Además, en una muestra, hay algas (charophytas). La abundancia de la fauna es baja (ver **Tabla 5.6**).

MUESTR A	LITOLOGÍA	FORAMIN.	OTROS FÓSILES	ABUND.	AMBIENTE
TUR-004	Lutitas		Bivalvos	Baja	Marino somero a salobre
			Dientes y escamas de peces		Marino (?)
TUR-005	Arenisca calcárea		Gasterópodos		Marino somero a salobre
TUR-006	Arenisca calcárea		Ostrácodos		Marino somero
TUR-011	Limolita		Escamas, dientes y esqueletos de peces	Baja	Marino (?)

TUR-012	Caliza		Gasterópodos	Alta	Marino somero a salobre
			Esqueletos de peces	Alta	Marino (?)
TUR-013	Limolita		Dientes de peces	Baja	Marino (?)
TUR-016	Caliza		Gasterópodos		Marino somero a salobre
			Ostrácodos		Marino somero
TUR-017	Limolita		Esqueletos y dientes de peces	Baja	Marino (?)
TUR-018	Caliza		Gasterópodos		Marino somero a salobre
TUR-019	Areniscas		Esqueletos y dientes de peces		Marino (?)
TUR-021	Lutitas		Escamas, dientes y esqueletos de peces		Marino (?)
TUR-022	Caliza		Escamas y dientes de peces	Baja	Marino (?)
			Gasterópodos y bivalvos		Marino somero a salobre
		Bénticos		Baja	Marino
TUR-023	Caliza		Bivalvos		Marino somero a salobre
TUR-024	Lutitas		Escamas y dientes de peces	Alta	Marino (?)
			Gasterópodos y bivalvos		Marino somero a salobre
			Charophytas	Baja	Aguas dulce y salobre

TABLA 5.6. Fósiles observados en la quebrada Turupa (se presentan muestras con fauna).

5.1.2.8.- Quebrada Cáculo

La fauna más abundante de la quebrada Cáculo son los moluscos, ya sean bivalvos o gasterópodos. También se encuentran foraminíferos, de los cuales se reconocen los géneros: Textularia sp., Amphistegina sp. y Ammonia beccarii. Las edades abarcan desde el Mioceno hasta el Reciente (ver **Tabla 5.7**).

MUESTRA	LITOLOGÍA	FORAMIN.	OTROS FÓSILES	AMBIENTE	EDAD
CAC-001	Caliza		Bivalvos y gasterópodos	Marino somero a salobre	
		<u>Textularia</u> sp.		Marino somero	
CAC-002	Limolita	<u>Ammonia beccarii</u>		Marino somero a salobre	Mioc – Rec
CAC-003	Arenisca calcárea		Bivalvos y gasterópodos	Marino somero a salobre	
CAC-004	Arenisca calcárea		Bivalvos y gasterópodos	Marino somero a salobre	
			Briozoarios	Marino	
		<u>Amphistegina</u> sp.		Marino somero	Mioc – Rec

TABLA 5.7. Fósiles observados en la quebrada Cáculo (sólo se presentan las muestras con fauna).

5.1.2.9.- Sección Sotillo–Higuerote–Carenero

Esta sección es la más abundante en cuanto a foraminíferos, pero sólo en algunas muestras. Los más comunes son los géneros Lenticulina, Globorotaria, Orbulina, entre otros (ver **Tabla 5.8**). Todos de ambiente marino somero, exceptuando los géneros Bathysiphon y Schyzammina, que son típicos de aguas profundas.

Además, también están presentes los dientes de peces, las espinas de equinodermos y los moluscos. Algunos individuos reconocidos de bivalvos y gasterópodos son:

- Caryocorvula sp. (Mousy) Plioceno Tardío
- Trigoniocardia (T.) maturensis (Mousy) Plioceno Tardío – Pleistoceno Temprano
- Glauss trinidadensis (Mousy) Plioceno Tardío
- Sinum nolani (Mousy) Plioceno
- Tagelus sp.
- Domex sp. Plioceno Tardío
- Macoma sp.

MUESTRA	LITOLOGÍA	FORAMINÍFEROS	OTROS FÓSILES	ABUND.	AMBIENTE	EDAD
CUR-001	Arenisca cuarzosa	<u>Bathysiphon</u> sp. (?)		Alta	Marino profundo	Perm – Rec
		<u>Bullimina</u> sp.		Baja	Plataforma	Cambr – Rec
		<u>Schizammina</u> sp. (?)		Alta	Marino profundo	Trias – Rec
CUR-002	Arenisca		Bivalvos y gasterópodos	Alta	Marino somero a salobre	
CAR-005	Areniscas		Bivalvos y gasterópodos		Marino somero a salobre	

		Dientes de peces	Alta	Marino (?)	
		Espinillas de equinodermo		Marino	
	<u>Lenticulina</u> sp.		Alta	Marino somero	Trias – Rec
	<u>Cibicidina</u> sp.		Alta	Marino somero	Mioc – Rec
	<u>Hanzawaia</u> sp.		Alta	Marino somero	Mioc – Rec
	<u>Siphogenerina</u> sp.		Alta	Marino somero	Mioc Inf
	<u>Orbulina universa</u>		Alta	Marino somero	Mioc Med – Rec
	<u>Globigerinoides</u> <u>(Quatrilobatus)</u>		Alta	Marino somero	Plio – Rec
	<u>Globorotaria</u> <u>humerosa</u>		Alta	Marino somero	Plio – Rec
	<u>Globorotaria</u> <u>merotumida</u>		Alta	Marino somero	Plioc Inf

TABLA 5.8. Fósiles observados en la sección Sotillo–Higuerote–Curiépe (sólo se presentan las muestras con fauna).

5.1.2.10.- Sección Higuerote–Carenero–Buche

La fauna de esta sección comprende foraminíferos, moluscos, ostrácodos y espinillas de equinodermos, todos de aguas someras. Entre los foraminíferos, resaltan los géneros Quinqueluculina sp., Amphistegina y plánticos sin diferenciar (ver **Tabla 5.9**).

Entre los moluscos, se pueden reconocer los siguientes:

- Trigoniocardia (T.) maturensis (Mousy) Plioceno Tardío – Pleistoceno Temprano
- Anomalocardia brasiliensis (Amelia)
- Chione (Chione) sp.
- Protothaca sp.

MUESTRA	LITOLOGÍA	FORAMINÍFEROS	OTROS FÓSILES	ABUND.	AMBIENTE	EDAD
CAR-007	Lutitas	<u>Amphistegina lessoni</u>		Alta	Marino somero (max 185')	Plioc
		<u>Quinqueloculina</u> sp.		Alta	Marino somero	Jr – Rec
		<u>Plánticos</u>		Baja	Marino	
			Gasterópodos y bivalvos		Marino somero a salobre	
			Espinas de equinodermo		Marino	
CAR-008	Lutitas	<u>Ammonia</u> sp.			Marino somero a salobre	Mioc Tar – Rec
			Ostrácodos	Mucho	Marino somero	
			Bivalvos	Alta	Marino somero a salobre	
CAR-013	Arenisca calcárea		Gasterópodos		Marino somero a salobre	

CAR-014	Arenisca calcárea		Bivalvos y gasterópodos		Marino somero a salobre	
---------	-------------------	--	-------------------------	--	-------------------------	--

TABLA 5.9. Fósiles observados en la sección X (sólo se presentan las muestras con fauna).

5.1.2.11.- Estaciones estratigráficas

Ninguna de las tres estaciones estratigráficas (Yaguapa, Capaya y Tacarigua) presentan fauna alguna, ya sea en sección fina, muestra de mano o sedimento lavado.

5.1.3.- Análisis estratigráfico

En base a toda la información obtenida, tanto en trabajo de campo como en laboratorio, y contrastándola con la bibliografía existente, se comparan las unidades informales establecidas en el presente trabajo con las formales. De igual forma, se corrobora o, en algunos casos, se modifica alguna de las características de estas formaciones, ya sea desde el punto de vista litológico o en el ambiente y/o edad en que se depositaron.

5.1.3.1- Correspondencia de unidades informales

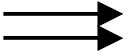
En el sub–capítulo 5.1.1.2 se describen las unidades informales que se definieron a partir de la información litológica obtenida en campo. Estas unidades tienen su equivalente formal en los trabajos que han tenido como área de estudio la Cuenca de Barlovento o partes de la misma.

Estas unidades informales (A, B y C) son de características litológicas particulares y distintivas entre sí y, de acuerdo a las similitudes en cuanto a ubicación, extensión, contactos, litología y disposición de capas; al compararlas con las formaciones, se establece que corresponden a las siguientes:

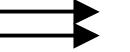
- Unidad informal A → Formación Aramina: La litología descrita para esta unidad informal coincide con la de la formación. Los tipos litológicos y la abundancia de los conglomerados, areniscas, limolitas, lutitas y caliza son similares. En ambos, los conglomerados se presentan en la base de la sección; la litología

predominante son las lutitas de color gris claro a marrón y fosilíferas en algunos casos; las areniscas son de color marrón claro y algunas calcáreas y fosilíferas y; las calizas tienen por lo general fragmentos de clastos.

Otras similitudes son el que las capas de la formación están orientadas N40°E en promedio y que ésta tiene forma de banda que descansa sobre el basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa, extendiéndose de noreste suroeste. Todas estas características se aprecian de forma semejante en la unidad informal A, a excepción de que la Formación Aramina está definida, en cuanto a su extensión geográfica, desde Carenero hasta antes de la quebrada Urape, la cual pertenece a la Formación La Cumaca, que a su vez se extiende hasta Aragüita. En el presente trabajo, la unidad A se extiende, por lo menos, hasta la sección de la quebrada Casupo.

■ Unidad informal B  Formación Caucagua: La formación se caracteriza por una litología de lutitas, areniscas y conglomerados, al igual que en la unidad informal. En ambas, las lutitas grises y marrones son la litología más abundante, los conglomerados rojizos se distribuyen a lo largo de toda la unidad y todas las capas son poco compactas.

Además, las capas en ambas tienen rumbos similares y buzamientos bajos (menores a 10°) y las unidades tienen forma de banda sub-paralela a la unidad infrayacente (Formación Aramina), sobre la cual descansan de forma discordante. Otra semejanza es que ambas son estériles.

■ Unidad informal C  Formación Mamporal: La litología principal es conglomerado rojizo con clastos de gran tamaño, que es común a ambas unidades.

Otras semejanzas son que en ambas las capas son sub-horizontales y que son discordantes a las unidades infrayacentes (tanto a la Formación Aramina como a la Formación Caucagua). Ninguna de las dos tiene buena continuidad lateral.

5.1.3.2- Análisis ambiental

Los ambientes de deposición para la Formación Aramina varían de acuerdo a la litología y contenido fósil de la sección que se analice. Para las secciones de Casupo, Quebrada Seca, Merecure, Novillo y Urape, ubicadas hacia el extremo occidental de la Cuenca, la fauna recolectada está constituida por fragmentos de peces (dientes, escamas y esqueletos) y moluscos (bivalvos y gasterópodos). Sólo fue posible la identificación de dos géneros de gasterópodos: Tryonia vivasi y Ancylus sp., de los cuales hay abundantes ejemplares en una muestra de la sección Urape (U-005). Estas especies son propias de ambientes lacustres. Del resto de los ejemplares de moluscos sólo indican ambientes de aguas someras a salobres y lacustres. En cuanto a los fragmentos de peces, sólo indican que el ambiente de deposición fue acuático. Litológicamente, las secciones no varían mucho entre sí, ya que en todas se presentan los mismos tipos litológicos y en proporciones similares.

Al revisar las secciones ubicadas hacia el oriente, las cuales son Aramina, Turupa Grande, Cáculo, Sotillo–Higuerote–Curiepe y Higuerote–Carenero–Buche; la fauna se enriquece un poco. En las muestras de estas secciones, aparte de los fragmentos de moluscos y de peces, también se observan espinas de equinodermos, ostrácodos, foraminíferos y, muy escasamente, briozoarios. De los moluscos que se identifican resaltan Caryocorbula sp., Trigoniocardia sp., Pitar sp. y Bulla striata. Todas características de ambientes marinos someros y que se pueden identificar en las secciones de la quebrada Aramina y de la carretera Sotillo–Higuerote–Buche.

En una sola muestra se observan fósiles que no corresponden con la fauna típica de ambientes de aguas marinas someras. La muestra es CUR-001 y los fósiles son dos géneros de foraminíferos característicos de aguas marinas profundas: Bathysiphon sp. y Schizammina sp., los cuales son abundantes. Se interpreta que estos fósiles son retrabajados ya que, como se mencionó antes, sólo aparecen en una muestra y son atípicos de la fauna de la formación.

En alguno de los afloramientos de la quebrada Turupa Grande se observó un precipitado calcáreo en el tope de conglomerados cercanos a la base. Probablemente se deba a condiciones post-depositacionales (meteorización) ya que el basamento metamórfico sobre el cual descansa la formación en este punto es calcáreos (esquistos calcáreos).

En cuanto a los foraminíferos recolectados en estas secciones, destacan por el rango de profundidad en que viven, los siguientes: Lenticulina sp., Cibicidina sp., Hanzawaia sp., Siphogenerina sp., Orbulina universa, Globigerinoides (Quatrilobatus), Globorotaria humerosa, Globorotaria merotumida. Todos son característicos de ambientes marinos someros, aunque eventualmente se encuentran en aguas salobres.

El resto de la fauna, al igual que en las secciones del extremo occidental de la cuenca, indica ambientes marino somero y salobre para toda la formación, incluyendo las secciones del área de Carenero, donde incluso se encuentra abundantes ejemplares del foraminífero Amphistegina lessoni, el cual tiene un rango de profundidad bien marcado, ya que no puede vivir a una profundidad mayor a los 185 pies.

También en el área de Carenero, en las secciones IX y X, es común en la descripción de los afloramientos, la presencia de yeso. Esto refuerza las condiciones de ambientes marinos someros para la formación, e incluso sugiere algún aislamiento de aguas para el momento en que se depositó, que es un rasgo propio de los depósitos de sales. También indica una alta tasa de evaporación

Las facies litológicas de estas secciones son típicas de ambientes marino someros: conglomerados en la base, abundancia de lutitas laminares a lo largo de las secciones y, en menor cantidad, areniscas de regular escogimiento y limolitas, además de calizas fosilíferas.

En todas las sección de la Formación Aramina, se presenta un conglomerado basal que tiene un espesor promedio de 8 m y que alcanza el máximo espesor en la quebrada Urape, donde llega hasta los 15 m. Generalmente, es de color rojizo a

marrón que meteoriza a los mismos colores. Los clastos son de tamaño guijarro a peña y, composicionalmente, son de cuarzo y de fragmentos metamórficos. Este conglomerado marginal es indicativo del levantamiento progresivo de la Cordillera de la Costa y del inicio de la subsidencia de la Cuenca de Barlovento, evidenciado en que los clastos de fragmentos metamórficos son de composición y textura similar a los del basamento.

En síntesis, los ambientes de deposición para la Formación Aramina, exceptuando el conglomerado basal, son para el extremo occidental, de aguas salobres a lacustres, mientras que para el norte y nor-oriente son de aguas marinas someras.

Los ambientes de deposición para las formaciones Caucagua y Mamporal son similares entre sí, ya que ambos presentan las mismas facies litológicas: conglomerados rojizos de clastos guijarros y peñas, areniscas de grano grueso a medio y lutitas de color gris claro. Estas litologías son propias de un ambiente continental fluvial. Aunque por la cantidad de canales erosionados en la Formación Caucagua, HERNÁNDEZ & ROJAS (2002) sugieren un sub-ambiente de canales entrelazados, mientras que para la Formación Mamporal, basados en los clastos de gran tamaño y otras características, proponen un sub-ambiente de conos aluviales.

No se emplean datos paleontológicos en la interpretación de los ambientes para las formaciones Caucagua y Mamporal, ya que estas formaciones son estériles.

5.1.3.3.- Edad

La edad de la Formación Aramina, al igual que sus ambientes de deposición, varía de acuerdo a las secciones que se analicen. Para el extremo occidental de la cuenca (de las secciones I a V), la fauna con rangos de edades lo suficientemente pequeño como para arrojar información resaltante, está representado por las especies Tryonia vivasi y Ancylus sp., ambos con biocrones del Mioceno Temprano a Medio, los cuales se encuentran en abundancia en una muestra de la sección de la quebrada Urape (U-005). Lo que indica, que al menos en esta sección, la formación comenzó a

depositarse para el Mioceno Medio. El resto de los fósiles no son identificables o presentan rangos de edades muy grandes.

En las secciones de las quebradas Aramina, Turupa Grande y Cáculo y de las carreteras de Sotillo–Higuerote–Curiepe e Higuerote–Carenero–Buche, los fósiles con biocrones importantes son moluscos y foraminíferos. Entre los gasterópodos están: Anomalocardia brasiliensis (Mioceno Tardío – Reciente), Noctia (N.) sheldoviana (Plioceno Tardío – Pleistoceno Temprano), Caryocorbula sp. (Plioceno Tardío – Pleistoceno medio), Caryocorbula sp. (Plioceno Tardío), Trigoniocardia (T.) maturensis (Plioceno Tardío - Pleistoceno Temprano), Glauss trinidadensis (Plioceno Tardío), Sinum nolani (Plioceno) y Domex sp (Plioceno Tardío)

Con respecto a los foraminíferos, los de biocrones significantes son: Ammonia sp. (Mioceno Tardío – Reciente), Globorotaria merotumida (Plioceno Temprano) y Amphistegina lessoni (Plioceno). Toda esta fauna, incluida la de moluscos, se localizan en las secciones de la quebrada Aramina y las carreteras de la zona de Carenero (secciones VI, IX y X) e indica que la sedimentación de la Formación Aramina en la zona central y oriental de la cuenca llegó, por lo menos, hasta el Plioceno Tardío.

La Formación Caucagua es estéril, por lo que no se puede utilizar la paleontología para datarla. Pero si se emplean relaciones estratigráficas, se pueden hacer algunas inferencias. En este caso, la Formación Caucagua es suprayacente a la Formación Aramina. Siendo que ésta se depositó, por lo menos, hasta el Plioceno Tardío, la Formación Caucagua es necesariamente post–Plioceno.

La Formación Mamporal también es estéril. Esta formación está por encima, estratigráficamente, de la Formación Aramina; en consecuencia es al menos de edad post–Plioceno igualmente. Pero como también es suprayacente a la Formación Caucagua, su edad será post – Plioceno más el tiempo geológico que abarcó la deposición de ésta última unidad.

5.1.3.4.- Discusión

La Formación Aramina está definida como una unidad de sedimentos marino somero con forma de banda que se extiende desde Carenero hasta Mesa de Urape y que, lateralmente, pasa a la Formación La Cumaca, la cual a su vez se extiende hasta Aragüita, según WOLCOTT (1945), y que son sedimentos de aguas salobres a dulces. Aparte, BERMÚDEZ (1966) define la Formación Carenero como sedimentos de aguas marinas más profundas y no tiene extensión geográfica definida, sólo localidad tipo en las cercanías del pueblo con el mismo nombre.

Por su parte, PATRICK (1958) determina que la Formación La Cumaca no es más que una facies salobre a dulce de la Formación Aramina y propone eliminar el nombre como unidad formal. URBANI (1977) sigue los lineamientos de PATRICK (1958) pero propone nombrarla como miembro, al igual que para la Formación Carenero, que también propone bajarla al rango de miembro.

En el estudio realizado en este trabajo en las secciones de las quebradas Casupo², Quebrada Seca, Novillo, Urape y en los cortes de carretera de Merecure, que se supone se encuentran dentro de la Formación La Cumaca, no se aprecia ninguna diferencia litológica entre estas y el resto de las secciones levantadas (de la VI a la X) que corresponden a la Formación Aramina. Es por esto que, al igual que PATRICK (1958), se decide extenderla por lo menos hasta la quebrada Casupo y, por interpretación, hasta el poblado de Aragüita.

En cuanto a la Formación Carenero, el caso es similar. BERMÚDEZ (1966) la define así a partir de su contenido paleontológico, pero el resto de autores la definen como una facies marina más profunda de la Formación Aramina. En las secciones que se establecieron en la zona (IX y X) no se observa mayor diferencia litológica con las secciones establecidas para la Formación Aramina, por lo que también se decide extender la unidad hasta el pueblo de Carenero.

² La quebrada La Cumaca actualmente se conoce con el nombre de quebrada Casupo

La formación descansa discordantemente sobre las rocas metamórficas. En dos secciones (Quebrada Seca y Turupa Grande), el contacto es de falla, mientras que en la sección de la quebrada Casupo el contacto es de tipo discordante. Por lo que se sugiere que el contacto se alterna entre tipo falla y tipo discordante. El contacto superior está cubierto en todas las secciones, pero debido a la diferencia de buzamientos que tiene con respecto a la unidad suprayacente, que es la Formación Caucagua, se interpreta una discordancia angular entre ambas.

El espesor de la Formación Aramina, según PATRICK (1958) es de 2.300 m, mientras que DÍAZ (1982) sugiere 1.500 m. El espesor máximo de la unidad entre las secciones levantadas se consigue en la sección de la quebrada del mismo nombre. Dicho espesor es de 1.430 m.

La edad de la unidad según BERMÚDEZ (1966), es de Mioceno Tardío, que también le asigna esa edad a la Formación La Cumaca. URBANI (1977) la coloca desde el Mioceno Tardío al Plioceno Temprano. Mientras que DÍAZ (1982) la sitúa desde Mioceno Medio a Tardío y a la Formación Carenero desde el Mioceno Medio al Tardío. Por último, MACSOTAY *et. al.* (1995), basándose en zonas de Turritellas, considera que la Formación Aramina abarca el Plioceno, aunque no toma en cuenta la Formación La Cumaca para su estimación.

En este trabajo se propone que la facies salobre o dulce de la unidad, empezó a depositarse al menos en el Mioceno Tardío, basado en los gasterópodos de una de las secciones de la zona occidental que tienen como rango de edad Mioceno Temprano a Mioceno Medio. Por otra parte, los sedimentos marino somero (al centro y este del margen de la cuenca), se depositaron al menos hasta el Plioceno Tardío. La razón también son gasterópodos que tienen un biocrón del Plioceno Tardío al Reciente y que se presentan en las secciones de la quebrada Aramina y las de carretera (IX y X).

En síntesis, se propone que la unidad se depositó, por lo menos, desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno Tardío, aunque pudo haberse depositado en un

rango de edad mayor. Esta edad coincide con la de DÍAZ (1982), si se toma a la Formación Carenero como parte de la Formación Aramina y también coincide con MACSOTAY *et al* (*op. cit.*) si a ésta se le agrega la deposición de la Formación La Cumaca, la cual considera una unidad separada de esta formación.

Según URBANI (1977), la Formación Aramina es equivalente de la Formación La Sabana, en el flanco norte de la Cordillera. También parece ser equivalente de la Formación Siquire, en la Cuenca de Ocumare del Tuy (F. Audemard, com. pers., 2002).

La Formación Caucagua está definida como sedimentos fluviales que se disponen en una banda sub-paralela a la Formación Aramina, que se extiende desde Curiepe hasta Aragüita, según todos los autores. En este trabajo, la litología descrita en las secciones donde aflora la formación (secciones IX y X), está representada por abundantes lutitas grises, conglomerados rojizos de clastos gruesos y areniscas deleznables, que corresponde con la descripción de los autores.

En cuanto a la extensión geográfica, los afloramientos revisados de la unidad sólo se presentan en las secciones del noreste de la cuenca, sin poder establecer una distribución, aunque por interpretación y compilación de información, se dispone similar a lo ya establecido.

Según WOLCOTT (1940), PATRICK (1958) y DÍAZ (1982), el contacto de la Formación Caucagua es discordante en la base con la Formación Aramina. También indican que está cubierta de forma discordante por la Formación Mamporal. El contacto de la base está cubierto en las secciones levantadas, pero por la angularidad entre las capas se infiere la discordancia. En el tope, se observa el contacto en la sección de Sotillo–Higuerote–Curiepe con la Formación Mamporal, el cual es discordante pero de ángulo muy bajo.

El espesor estimado por SEIDERS (1965) para la unidad es de 700 m como mínimo, aunque no llega al tope. En HERNÁNDEZ & ROJAS (2002), obtienen un espesor calculado de 100 m para el margen meridional de la cuenca a partir de

secciones compuestas de información de pozo y afloramientos. En la sección de Sotillo–Higuerote–Curiepe de este trabajo se obtiene un espesor de 540 m, lo que constituye un espesor mínimo para la unidad.

La Formación Caucagua es considerada de edad Plio-Pleistoceno por URBANI (1977) y del Pleistoceno por DÍAZ (1982), debido a su posición estratigráfica respecto a la Formación Aramina. MÉNDEZ & SCHERER (1997), basándose en el estudio de polen y esporas la asignan al Pleistoceno Temprano. En este trabajo, se propone que la formación empezó a depositarse al final del Plioceno o en el Pleistoceno, por posición estratigráfica, ya que a la Formación Aramina se la asigna como tope el Plioceno Tardío.

La edad propuesta por MÉNDEZ & SCHERER (1997) es la que se adopta en este trabajo, ya que son los únicos que utilizan algún método diferente a la posición estratigráfica y corresponde con lo aquí propuesto.

Según URBANI (1977), la Formación Caucagua es correlacionable con la Formación La Playita, del flanco norte de la Cordillera de La Costa, y con las formaciones Tuy y Guatire en las cuencas de Santa Lucía y Guatire. La Formación Tuy también está presente en la cuenca de Ocumare del Tuy (AUDEMARD, 1984).

La Formación Mamportal está definida como sedimentos fluviales en capas sub-horizontales que no tienen buena continuidad, debido a que en parte ha sido erosionada. La litología está constituida por conglomerados rojizos con clastos de peñas y peñones y areniscas y lutitas poco consolidadas y masivas. En este trabajo, se observa conjuntos litológicos de este tipo en los topes de las secciones de carreteras de Carenero e Higuerote (secciones IX y X) y en afloramientos distribuidos en la cuenca (estaciones estratigráficas I, II y III).

Todos los autores concuerdan en que esta unidad es discordante sobre las formaciones de mayor edad. En la sección IX aflora el contacto discordante sobre la Formación Caucagua.

Según WOLCOTT (1945), el espesor máximo es de 120 m para lo que él denominó Formación Mesa. El resto de los autores repite este espesor. HERNÁNDEZ & ROJAS (2002) calculan un espesor de 100 m en el margen meridional de la cuenca, obtenido a partir de secciones compuestas por perfiles de pozo y roca aflorante. En este trabajo el mayor espesor observado en un afloramiento es de 15 m, medido en la estación Tacarigua de Mamporal (estación estratigráfica III).

Por la posición estratigráfica, todos los autores la consideran de edad Pleistoceno. MÉNDEZ & SCHERER (1997), por análisis palinológico, proponen que es del Pleistoceno medio. En este trabajo, por posición estratigráfica, se considera su deposición comenzó posterior al Pleistoceno Temprano.

La edad utilizada es Pleistoceno medio, basado en MÉNDEZ & Scherer (1997) porque son los únicos que emplean un método distinto a la relación estratigráfica y porque corresponde con la edad propuesta en este trabajo.

Según PATRICK (1958), la Formación Mamporal es correlacionable con la Formación Mesa, del oriente del país, y con la Formación Coche, entre otras.

5.2.- PLATAFORMA DE UNARE

5.2.1.- Generalidades

La Plataforma de Unare es uno de los elementos geomorfológicos más resaltantes de la cuenca Tuy Cariaco, denominada así por YOUNG *et al.* (1956). La cuenca se extiende de este a oeste desde el Golfo de Cariaco hasta Cabo Codera. De norte a sur va desde el alto de La Tortuga hasta la Cordillera de la Costa. La Tortuga está separada de la plataforma por la fosa de Cariaco (ver **Figura 5.32**).

La sedimentación de la Plataforma está muy relacionada con la de la Cuenca del Bajo Tuy o Barlovento.

5.2.2.- Descripción Estratigráfica

En las líneas sísmicas de las Figuras 5.33 y 5.34, con rumbos E-W, se presenta una gran secuencia terciaria que descansa sobre un basamento ígneometamórfica. Se identifican dos secuencias que son definidas por URBINA (1988). La secuencia más joven, denominada A y que se encuentra hacia el tope, corresponde a un sistema deltaico bien definido. En cambio, la secuencia más vieja, denominada B y que se encuentra hacia la base, corresponde también a un sistema deltaico, pero no muy bien definido. La secuencia joven se depositó hacia el norte, mientras que la secuencia vieja lo hizo hacia el sur. Esto indica que hubo un basculamiento de la cuenca, que hizo que el régimen de sedimentación que un principio lo hacía en dirección sur-norte, cambiara a uno completamente opuesto.



FIGURA 5.32. Mapa de ubicación de la Plataforma de Unare (Tomado de Encarta 2002).

En cuanto a la discordancia que las separa URBINA (1988) define que es de edad Mioceno, lo que indica que la secuencia A es post-Mioceno, mientras que la secuencia B es pre-Mioceno. También se mencionan secuencias secundarias (por ejemplo B1, B2, etc) pero este orden de secuencias no se identifica en las líneas sísmicas.

En cuanto al espesor total de la plataforma, se tiene que para un pozo (ver **Figura 5.33**), interpretado por TRUSKOWSKI (2001), el espesor total de la cuenca es de 2.500 m, donde los espesores mayores corresponde al Plioceno Inferior y Superior, cada uno de 600 m aproximadamente.

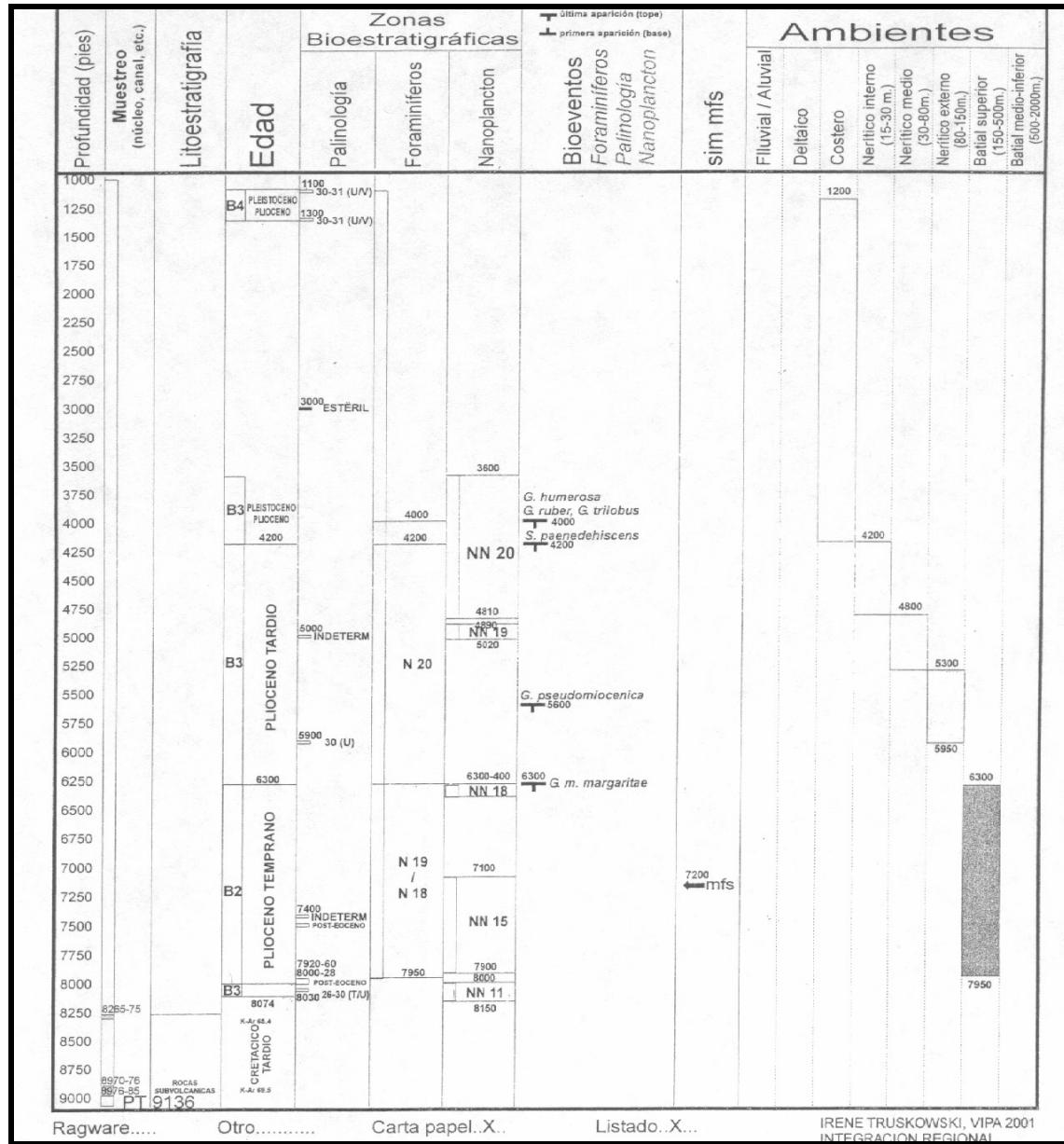


FIGURA 5.33. Pozo perforado en la Plataforma de Unare. Interpretado por TRUSKOWSKI (2001), Aportado por PDVSA-ViPa.

En cambio, el espesor del Mioceno es menor a los 20 m. Acerca de los ambientes, se observa que los ambientes se hacen más someros a medida que se sube en el pozo. En el Plioceno Temprano la sedimentación era de ambiente batial superior y para el Plioceno Tardío los ambientes pasan a nerítico externo, medio e interno. En definitiva, para el Pleistoceno, el ambiente de deposición es costero.

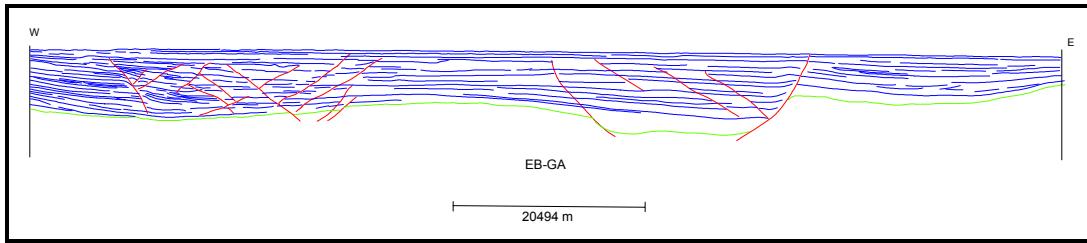


FIGURA 5.34. Secuencia terciaria de la Plataforma de Unare. La línea verde representa el contacto con el basamento ígneo metamórfico. Los tramos rojos representan las fallas. Aportado por PDVSA-ViPa.

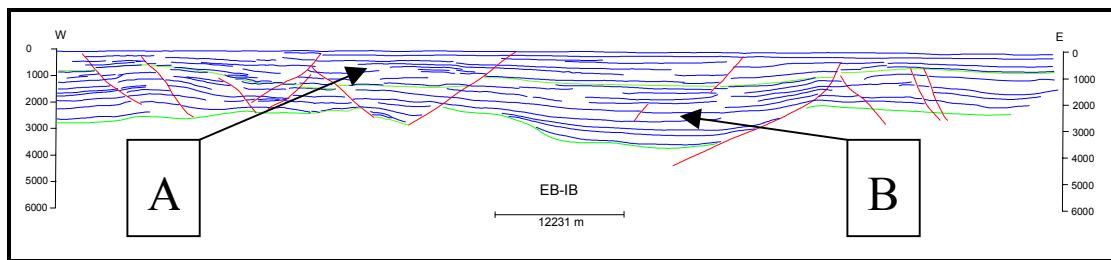


FIGURA 5.35. Secuencia terciaria de la Plataforma de Unare. La línea verde superior representa la discordancia (edad Mioceno) y los tramos rojos las fallas. La secuencia A es la más joven (tope) y la secuencia B es la más vieja (base). Aportado por PDVSA-ViPa.

5.3.- INTEGRACIÓN

El espesor de la secuencia sedimentaria de la Cuenca de Barlovento es menor que el espesor de la secuencia de la Plataforma de Unare. El espesor de la cuenca es de aproximadamente 2.000 m (estimado a partir de los espesores calculados en la etapa de campo), mientras que el de la plataforma es de 2.500 m (estimado a partir del pozo EBC-IX). La diferencia de espesor indica que el espacio de acomodo era

mayor en la Plataforma de Unare que en la Cuenca de Barlovento. Esto posiblemente se deba al salto de la falla de Píritu, que va paralela a la línea de costa (ver **Figura 5.35**). Esta falla y las otras de la plataforma, se describen en el capítulo 6. También debe influir el que las unidades de la cuenca, están expuestas a la meteorización, mientras que la plataforma es sub-acuática.

La comparación de unidades de la Cuenca de Barlovento con las que hay en la Plataforma de Unare es bastante complicada, debido principalmente a la falta de fósiles guías y a la discontinuidad de las secuencias, debido al salto – ya mencionado – de la falla de Píritu. La única comparación que se puede hacer es la de los ambientes de deposición que había para cada edad.

La sedimentación en la Cuenca de Barlovento, según la edad que se utiliza en este trabajo, se inicia en el Mioceno Medio con la deposición de la facies salobre y dulce de la Formación Aramina con un espesor estimado de 80 m y que llega al Mioceno Tardío. En la Plataforma, sólo se depositan 20 m en el Mioceno en un ambiente batial superior (150-500 m). En el Plioceno, se deposita la facies marino somero de la Formación Aramina, con un espesor de 1.450 m. Contemporáneamente, en la plataforma, se depositan unas secuencia, que en conjunto suman 1.150 m, pero con ambientes que varían del batial superior hasta el nerítico interno (15-30 m), pasando por ambientes nerítico externo y medio.

En el Pleistoceno, la deposición en la Cuenca de Barlovento es de ambientes netamente continentales (fluvial), con un espesor de aproximadamente 500 m, mientras que la deposición en la plataforma alcanza un espesor de 900 m bajo un ambiente costero.

En resumen, los ambientes de sedimentación de la cuenca de Barlovento, a partir del Mioceno Tardío y hasta el Plioceno Temprano y Medio se hacen más marinos, ya que de aguas salobres a dulces pasan a aguas marinas someras. A partir del Plioceno Tardío, se hacen continentales, llegando a ambientes netamente fluviales, que resultaron en la sedimentación de las formaciones Mamporal y

Caucagua. En cambio, la sedimentación de la Plataforma de Unare siempre se hace más continental, ya que en el Mioceno Tardío la sedimentación es típica de ambiente batial superior y para el Pleistoceno es típica de ambientes costeros.

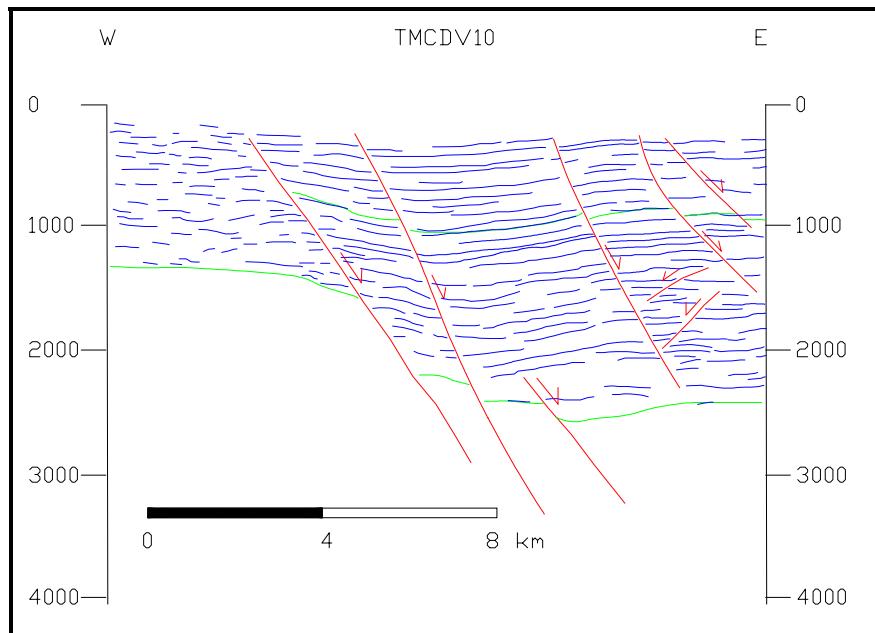


FIGURA 5.36. Secuencia terciaria. Al oeste la cuenca de Barlovento y al este la Plataforma de Unare. Obsérvese el desplazamiento de la secuencia producto del sistema de fallas. El salto se estima en 500 m (líneas rojas= fallas, línea verde inferior= contacto con el basamento, línea verde superior=discordancia. Escala vertical en mili segundos).

6.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA LOCAL

La tectónica es la disciplina de las ciencias de la tierra que estudia las deformaciones de la corteza terrestre. El término, creado hacia fines del siglo antepasado, proviene del griego *Tektonikos*, adjetivo que significa propio del carpintero, del arquitecto; por tanto, implica una noción de estructura. Por otra parte, el término geología estructural es a menudo empleado como sinónimo de tectónica. Sin embargo, entre los autores de lengua inglesa, existe una tendencia a distinguir entre estos dos términos. La geología estructural es esencialmente el estudio de la geometría de las estructuras. Por el contrario, la tectónica se ocupa sobre todo del estudio de las estructuras con relación a los movimientos (cinemática) y a las fuerzas (dinámica) que los crearon (MERCIER & VERGELY, 1999).

6.1.- MARGEN SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE BARLOVENTO

6.1.1.- Metodología empleada

Con el objetivo de construir un inventario de las estructuras presentes en la Cuenca de Barlovento así como de las principales evidencias geomorfológicas de deformaciones recientes, se realizó un mapa geológico a partir de la interpretación de: a) fotografía aéreas a escala 1:50.000 correspondientes a la misión 172 del I.G.V.S.B., b) mapas topográficos a escala 1:100.000 (Hojas 6946, 6947 y 7207, I.G.V.S.B.) y c) mapas geológicos previos (FEO-CODECIDO, 1962; CREOLE, 1968; ASUAJE, 1972; DIAZ, 1982, URBANI, 1987).

Se realizaron una serie de misiones de campo, con el fin de observar y cartografiar las principales estructuras y características geomorfológicas presentes en campo. Los afloramientos con deformaciones fueron estudiados en detalle desde el punto de vista estratigráfico así como estructural, estableciendo estaciones microtectónicas, cada una de ellas estudiadas bajo el siguiente esquema:

- Ubicación en el mapa 1:25.000 de la estación.

- Levantamiento de una columna estratigráfica del afloramiento.
- Realización de un croquis del afloramiento.
- Medición de la actitud (rumbo y buzamiento) de los estratos y planos de falla.
- Identificación y medición del *pitch* y/o *plunge* de las estrías de falla.
- Identificación del sentido de movimiento relativo de los bloques fallados.
- Establecimiento de las relaciones temporales, entre los planos de fallas y las rocas sedimentarias afectadas.
- Graficar en diagramas de Schmidt los planos de fallas con sus estrías.

En una de las estaciones se encontraron vetas dilatacionales, por lo que su estudio se realizó bajo el mismo esquema anterior sin realizar mediciones de estrías de falla ni la gráfica en el diagrama de Schmidt.

6.1.2.- Tendencia de algunas estructuras planares

6.1.2.1.- Estratificación

A lo largo de la zona de estudio, se realizaron un total de 96 lecturas de actitud de las capas, en la Figura 6.1 se representan en diagrama de rosa 45 datos de rumbos y buzamientos, correspondiendo a datos de las formaciones Aramina y Caucagua. La Formación Mamporal y ocasionalmente Caucagua tienden a ser horizontales, por lo que no se pudo representar la totalidad de los datos en dicho diagrama.

En la Figura 6.1, se puede observar una tendencia principal orientada N40-50°E, y una secundaria N80°W a E-W, siendo los rumbos al noreste los más persistentes dentro de la Cuenca de Barlovento. Por otra parte, los buzamientos predominantes son de 10 a 20°, principalmente buzando hacia el sur. En la Figura

6.1.B se muestra que la máxima densidad de polos es de 42% y se encuentra en la orientación 78° N30°W.

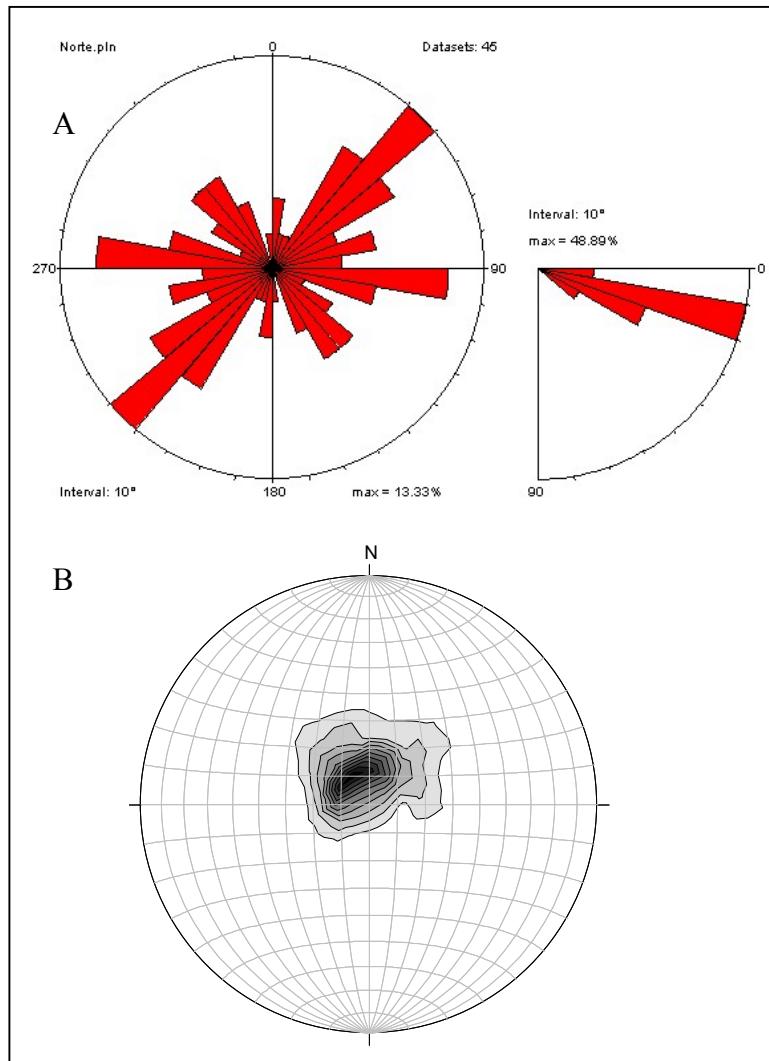


FIGURA 6.1. (A) Diagrama de rosa a intervalo azimutal de 10° de 45 datos de estratificación en todo el margen septentrional de la Cuenca de Barlovento. (B) Diagrama de frecuencia en red de Schmidt de 45 polos de planos de estratificación, hemisferio inferior, contornos a intervalos de 4%.

Para la Formación Aramina se realizaron 41 lecturas de rumbo y buzamiento de la estratificación, cuyas lecturas son representadas en la Figura 6.2; en esta figura, se destaca que los rumbos predominantes son: a) N40-50°E y b) N80°W a E-W, con

buzamientos de 10 a 20°. Por otra parte la Figura 6.2.A muestra en un diagrama de frecuencia de polos, que la máxima concentración de polos se encuentra en la orientación 78° N-S con una densidad de 39%.

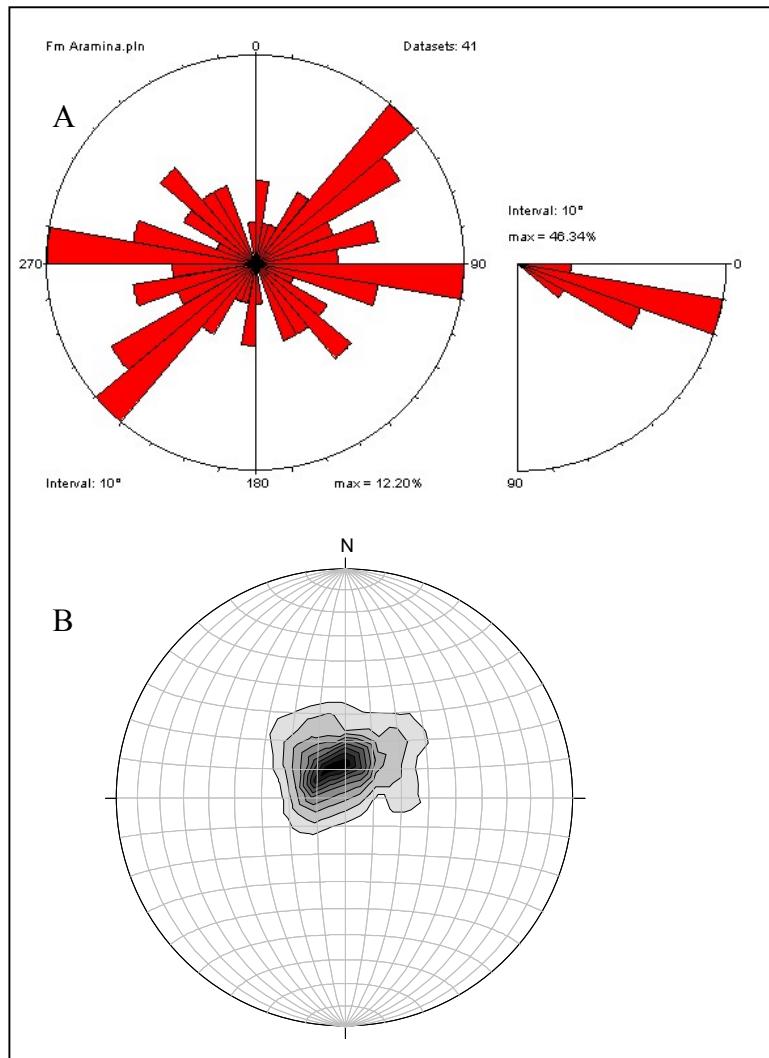


FIGURA 6.2. (A) Diagrama de rosa a intervalo azimutal de 10° de 41 datos de estratificación en la Formación Aramina. (B) Diagrama de frecuencia en red de Schmidt de 41 polos de planos de estratificación, hemisferio inferior, contornos a intervalos de 4%.

En la Formación Caucagua se realizaron 4 mediciones de actitud de las capas, las cuales están representadas en la Figura 6.3, en la cual se muestra que la tendencia

general de la estratificación para la Formación Caucagua es N30-40°E con buzamientos de 10 a 20°; aunque esta unidad localmente puede presentarse en capas casi horizontales. La Figura 6.3.B representa un diagrama de frecuencia con los polos de los planos de estratificación medidos, se observa que la máxima densidad de polos es de 89% en la orientación 78° N60°W.

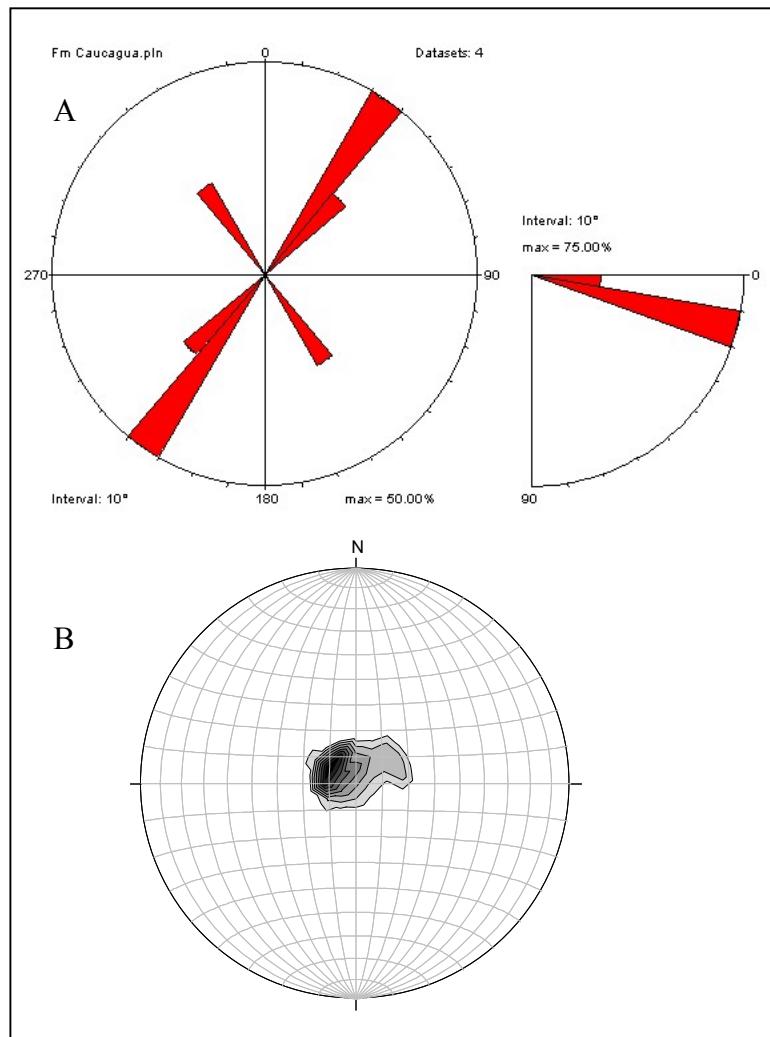


FIGURA 6.3. (A) Diagrama de rosa a intervalo azimutal de 10° de 4 datos de estratificación en la Formación Caucagua. (B) Diagrama de frecuencia en red de Schmidt de 4 polos de planos de estratificación, hemisferio inferior, contornos a intervalos de 10%.

6.1.2.2.- Diaclasas

Representan el otro tipo de estructuras planares presentes en la zona de estudio; se realizó la medición de 21 rumbos y buzamientos, siendo éstos representados en la Figura 6.4. Los rumbos dominantes son: a) N30-40°E y b) N80°W a E-W, con buzamientos generalmente de 90°.

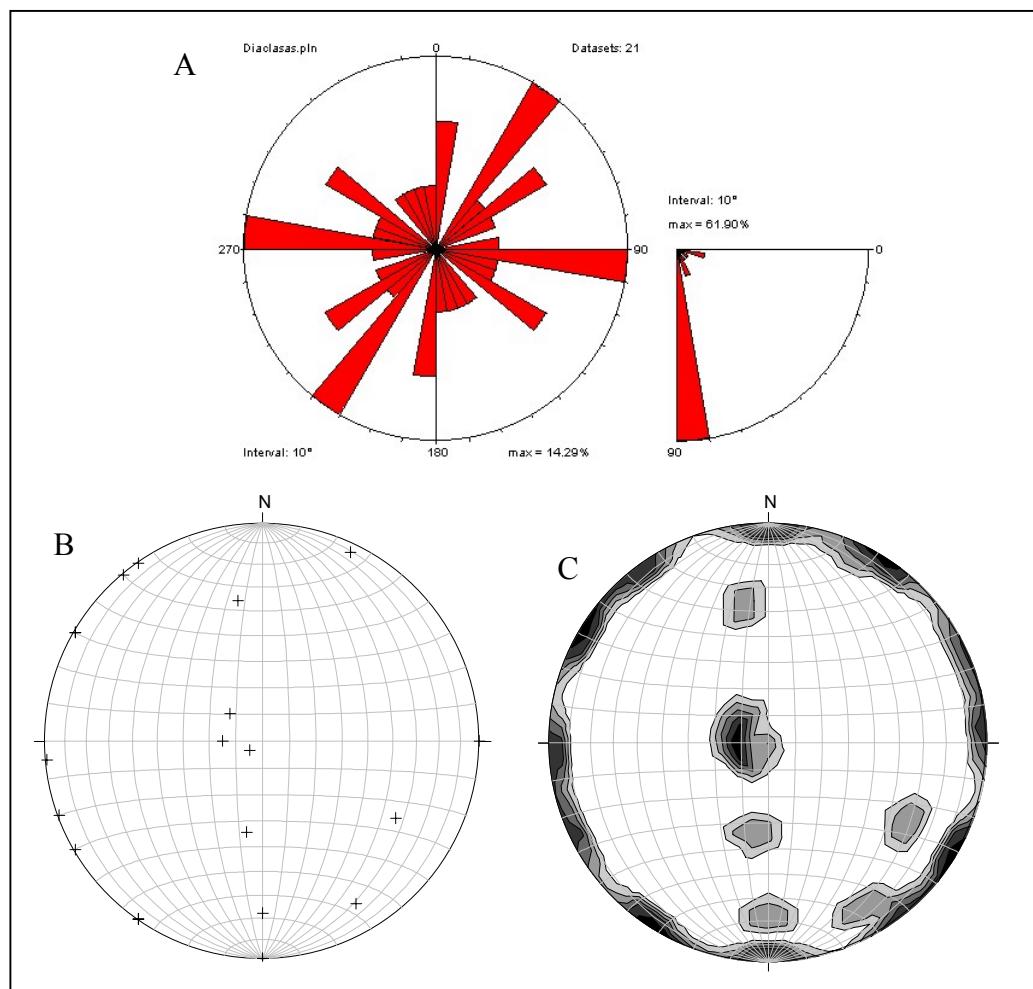


FIGURA 6.4. (A) Diagrama de rosa a intervalo azimutal de 10° de 21 datos de rumbos y buzamientos de diaclasas en el borde septentrional de Barlovento. (B) Diagrama de Schmidt de 21 polos de planos de diaclasas, hemisferio inferior (C) Diagrama de frecuencia en red de Schmidt de 21 polos de planos de diaclasa, hemisferio inferior, contornos a intervalos de 1%.

6.1.3.- Evidencias geomorfológicas de fallamiento activo

Para la Cuenca de Barlovento, las evidencias geomorfológicas de fallas activas se obtuvieron a partir del análisis de fotografía aéreas, mapas topográficos y observaciones directas en campo.

Como ya se mencionó en el capítulo 4, Barlovento es una unidad deprimida limitada en sus flancos norte y sur, respectivamente, por la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior. Hacia el oeste, las alturas aumentan hasta conectarse con las estribaciones del Parque Nacional Guatopo y, al este, disminuyen las alturas hasta llegar al Mar Caribe.

En la imagen de radar NC 19-8 de PDVSA a escala 1:250.000, y fotografías aéreas de la región de Barlovento, se observa el contacto entre las rocas sedimentarias y las metamórficas, siendo los frentes de montaña, tanto para el margen norte como para el sur, muy rectilíneos con laderas planas y con exposición centrípeta hacia el centro de la cuenca, siendo estos los rasgos observados a mayor escala, que sugieren el control tectónico de la cuenca.

Entre otras evidencias de fallamiento activo para cada uno de los principales sistemas de fallas presentes en la región, se encuentran los siguientes:

6.1.3.1.- Sistema de fallas de La Victoria

Representa el principal control tectónico del margen septentrional de la Cuenca de Barlovento; presenta movimiento relativo normal-dextral, y esto es interpretado a partir de las siguientes evidencias:

- A lo largo de todo el margen septentrional de la cuenca, se observan una serie de facetas triangulares, las cuales se encuentran mejor desarrolladas hacia la parte occidental de este sistema. Por otra parte, se encuentran una serie de drenajes desplazados, todos con desplazamiento relativo dextral, los cuales se aprecian mejor en la

parte oriental del sistema; en menor cantidad, hay drenajes colgados, ubicados en la zona de Cholondrón.

- La posición actual del río Tuy, el cual recorre la depresión de Barlovento pegado al frente de montañas de la Serranía del Interior, manteniendo esta posición hasta llegar a cercanías del poblado de El Clavo, donde el río cambia de curso oeste-este a suroeste-noreste para desembocar en el Mar Caribe (ver **Figura 6.5**), lo cual evidencia un basculamiento general de la Cuenca de Barlovento, donde el borde norte es levantado mucho más rápido que el sur; el mismo fenómeno es reportado por AUDEMARD (1984) en el río Tuy, para la Cuenca de Ocumare del Tuy y por PICARD & PIMENTEL (1968) en el río Guaire para el valle de Caracas, el Río Grande o Caucagua en el valle de Guatire-Guarenas y además incluyen el río Tuy en la Cuenca del Bajo Tuy, también observado por HERNÁNDEZ & ROJAS (2002).

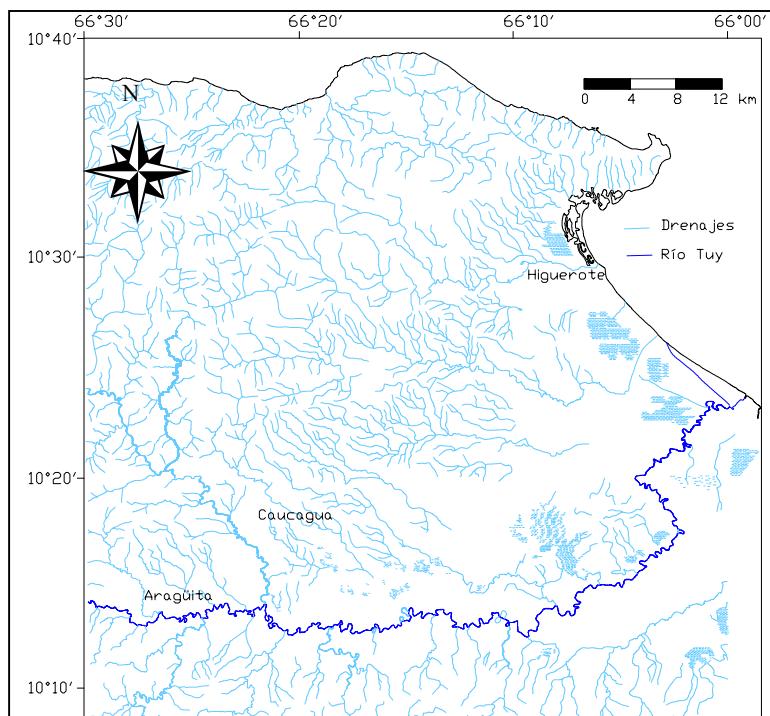


FIGURA 6.5. Mapa de drenajes en la Cuenca de Barlovento, destacándose el curso del río Tuy.

- En la zona de Birongo, dentro del complejo ígneo-metamórfico que conforma la Cordillera de la Costa, existen líneas de crestas desplazadas, cuyos desplazamientos corresponden también con drenajes desplazados en el mismo sentido. Además, a lo largo de estas trazas, se observan una serie de drenajes lineales, que en general, corresponden con tributarios de las quebradas principales (ver **Figura 6.6**).

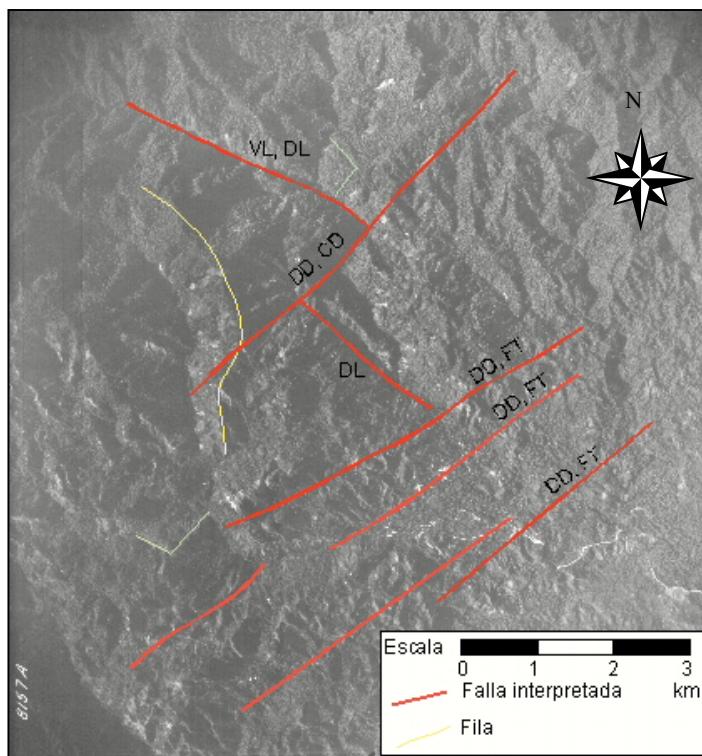


FIGURA 6.6. Fotointerpretación de la vista aérea 8157A, zona 3, misión 172 del I.G.V.S.B. Imagen de la zona de Birongo en la cual se muestran las fallas de orientación NE-SW con algunas evidencias geomorfológicas. Drenaje desplazado (DD); colina, cresta desplazada (CD); drenaje lineal (DL); valle lineal (VL); facetas triangulares (FT).

- En la parte occidental de este sistema, cerca del poblado de Merecure, se observa una meseta estructural, conformada por sedimentos de la Formación Aramina, cuya sección basal se encuentra pegada al frente de montañas con 20°S de basculamiento, lo que se interpreta como un

pliegue de arrastre (*drag-fold*) producto del movimiento vertical del sistema de fallas de La Victoria, el cual, relativamente levanta la Cordillera de la Costa con respecto a la Cuenca de Barlovento.

6.1.3.2.- Sistema de fallas de Píritu

Este sistema de fallas también es conocido como sistema de fallas de la Costa, constituye el principal control sedimentario y morfológico de la cuenca, su movimiento es normal-dextral y está evidenciado por las siguientes características:

- Línea de costa lineal y con forma semicircular cóncava hacia el oeste, esta es una de las primeras características que resaltan en un mapa topográfico de las costas de Barlovento. Esta morfología lineal es indicio de un control tectónico de la zona (ver **Figura 6.7**).



FIGURA 6.7. Mapa físico-político de la región norcentral de Venezuela, donde se observa la concavidad al oeste de las costas de Barlovento. (Tomado de Encarta, 2002).

- La evidencia más significativa de este sistema, se encuentra sobre el trazado de los ríos Tuy y Capaya. En el caso del río Tuy, en las cercanías de los poblados de Caraquita y Madre Nueva, este río presenta un codo, el cual desvía 90° el cauce de éste hacia el noroeste. Bajo la misma traza, cerca del pueblo de Tacarigua de Mamporal, el río Capaya presenta un codo, el cual desvía este río hacia el sureste, existiendo otros quiebres del cauce cerca de los poblados de Belén y Las Colonias (ver **Figura 6.8**). Estas evidencias son consideradas drenajes desviados (DV), en donde un accidente tectónico captura el curso de los ríos, arrastrándolos hacia la parte más profunda del salto de falla, por lo que se interpreta una falla finita con salto máximo en la zona de la Sabana El Toro (ver **Figura 6.9**).

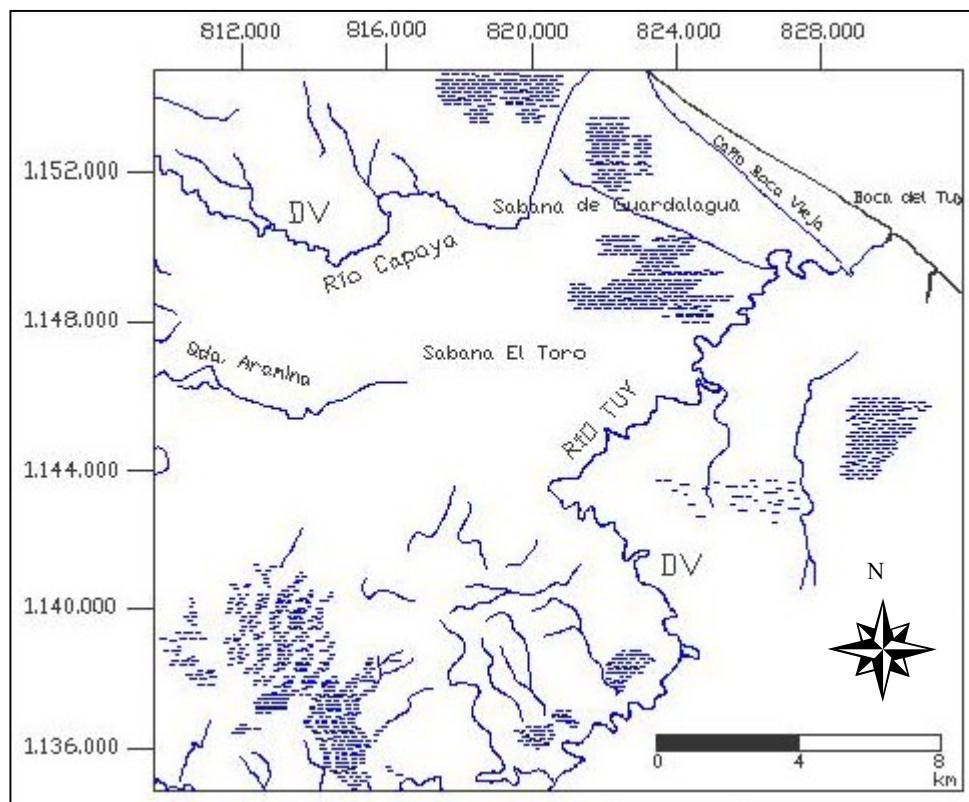


FIGURA 6.8. Mapa de drenajes en la región de Sabana El Toro, mostrando los desvíos de los ríos Tuy y Capaya.

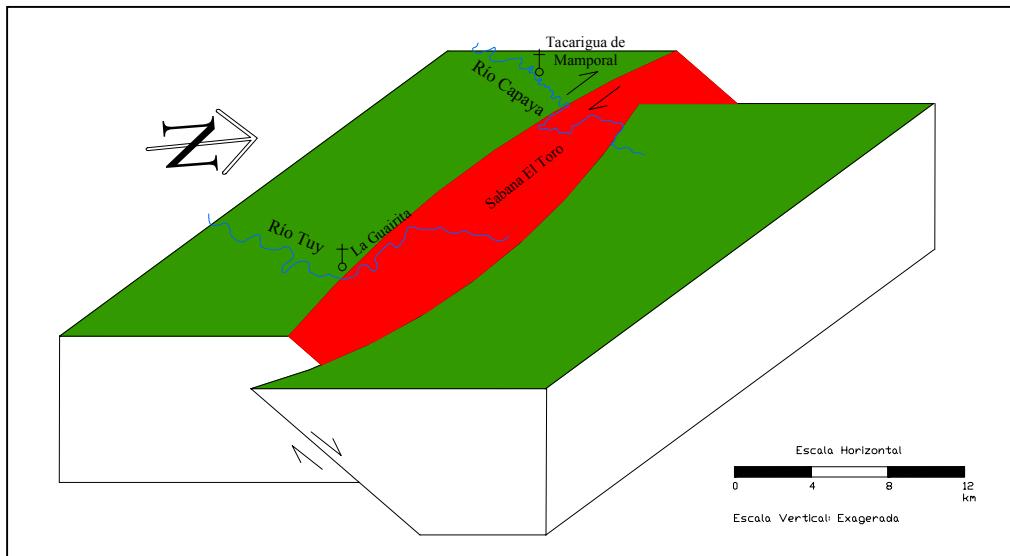


FIGURA 6.9. Bloque diagrama esquemático para la falla que desvía los ríos Capaya y Tuy.

- En la carretera que comunica Caracas con Higuerote, pasando el poblado de Tacarigua de Mamporal vía Higuerote, se observa un desnivel topográfico cercano a los 20 m, que separa un nivel de terrazas acolinadas, sobre la cual se encuentran los poblados de Tacarigua de Mamporal, Las Colonias y la Urbanización Campo Mar, con una planicie que representa una superficie de inundación, en la cual se encuentra la Sabana de Oro. Este desnivel topográfico es paralelo a la costa de Barlovento, y puede ser interpretado como un escarpe de falla degradado, el cual pudo ser erosionado por procesos exógenos y endógenos dentro de una paleolínea de costa.
- Escarpes de falla paralelos y bajo la misma lineación a los antes expuestos, son encontrados cerca de la Laguna de Tacarigua. (HERNÁNDEZ & ROJAS, 2002).
- Dentro de la Cordillera de la Costa, existen una serie de drenajes y valles lineales, los cuales tienen orientación preferencial noroeste-sureste; estos valles son encajados y generalmente cortan toda la cordillera a lo largo. El mismo patrón de drenajes y valles lineales

persiste en la cuenca, con la diferencia de que los valles son incipientes. Además, bajo las mismas lineaciones, los bordes de la cuenca sufren quiebres importantes, lo cual es indicio del movimiento vertical de este sistema de fallas.

- En la zona de Cabo Codera, se observa un cambio abrupto en la orientación de las filas. La Cordillera de la Costa se caracteriza por tener orientación preferencial E-W, la cual termina con un valle lineal en Cabo Codera, donde la fila pasa a tener rumbo NW-SE (ver **Figura 6.10**).

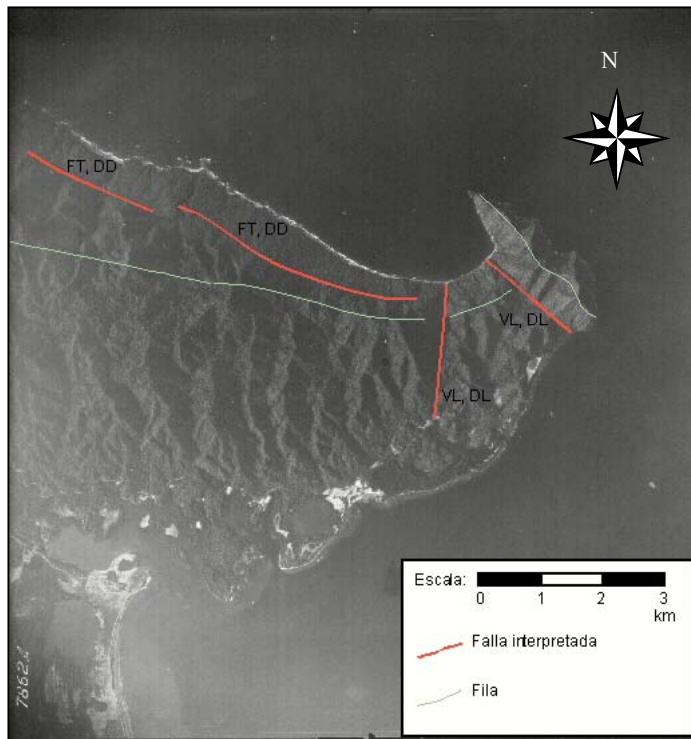


FIGURA 6.10. Fotointerpretación de la vista aérea 7862A, zona 3, misión 172 del IGVSB. Imagen de la zona de Puerto Francés en la cual se muestran las fallas de orientación NE-SW y NW-SE con algunas evidencias geomorfológicas. Drenaje desplazado (DD); drenaje lineal (DL); valle lineal (VL); facetas triangulares (FT).

- Otra evidencia de actividad reciente de este sistema, es la sismicidad de la región, la cual es presentada en el capítulo 3, en la Tabla 3.6.

6.1.4.- Observaciones tectónicas

Las evidencias geomorfológicas de fallamiento activo discutidas anteriormente, evidencian la actual actividad tectónica de la Cuenca de Barlovento, así como la presencia de dos sistemas principales de fallas que representan el control estructural de dicha cuenca, las cuales son las estructuras más resaltantes tanto en fotografías aéreas como en imágenes de satélite.

La Figura 6.11 muestra las principales lineaciones presentes en la zona de estudio, donde se destacan los dos sistemas principales de fallas: a) fallas de orientación NE y b) fallas de orientación NW.

A partir de la interpretación de fotografías aéreas, se trazaron las principales fallas que afectan la región de Barlovento, así como se destacaron las evidencias geomorfológicas de actividad reciente para cada falla; con esta información, más la obtenida por el análisis de la imagen de satélite se construyó el mapa estructural de la zona (ver **Figura 6.12** y **Anexo 1**).

El sistema de fallas de orientación NE-SW, está mayormente presente en el borde septentrional de la Cuenca. Las facetas triangulares (FT), drenajes suspendidos (DS), colinas desplazadas (CD) y drenajes desplazados (DD) son las evidencias de actividad cuaternaria características de este sistema, a partir de las cuales, se interpreta que éste sistema tiene movimiento relativo normal dextral, además de representar el control tectónico y límite septentrional de la Cuenca de Barlovento.

Por otra parte, el sistema de fallas de orientación NW, se presenta a todo lo ancho de la cuenca, inclusive, atravesando tanto la Cordillera de la Costa como la Serranía del Interior. Las evidencias morfológicas de actividad más representativas de este sistema, consisten en: valles lineales (VL), drenajes lineales (DL), drenajes desviados (DV) y drenajes desplazados (DD), estas evidencias dan indicio de actividad de fallamiento normal para este sistema.

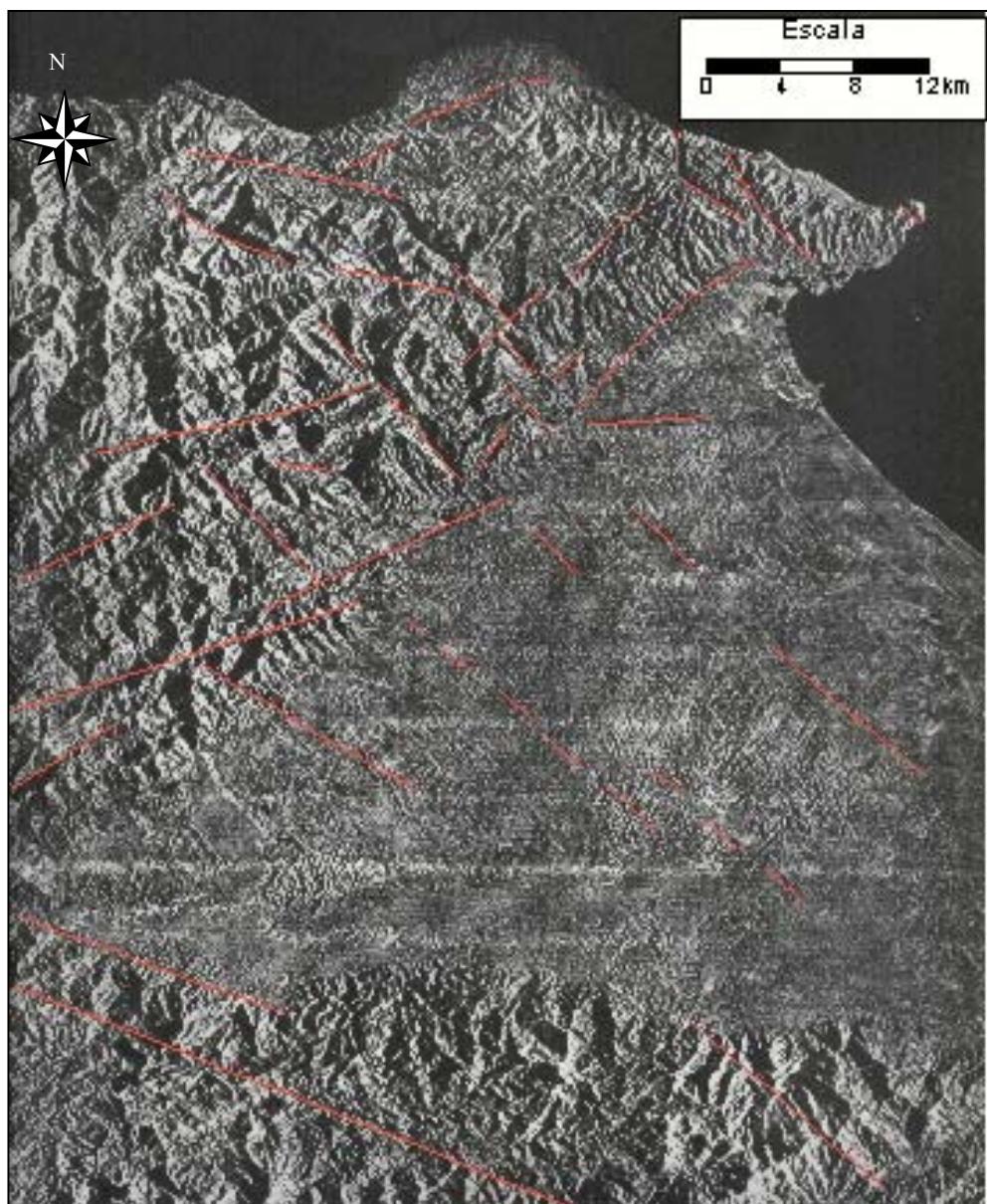


FIGURA 6.11. Imagen de radar Slart NC 19-8 de la región de Barlovento, en la cual se muestran con líneas rojas las principales lineaciones.

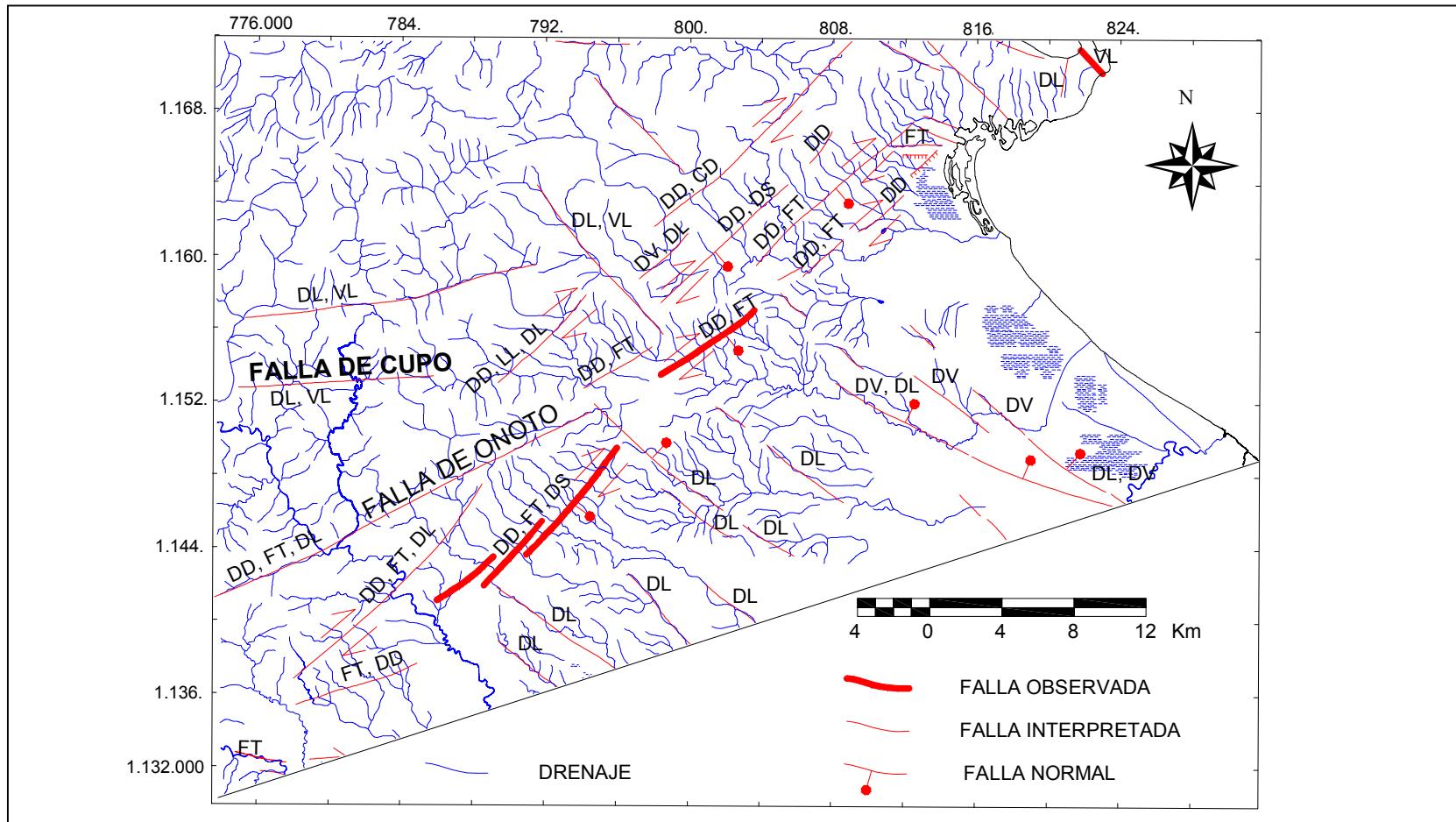


FIGURA 6.12. Mapa estructural del margen septentrional de Barlovento.

Además de los sistemas de fallas antes expuestos, existen dos sistemas adicionales, uno de orientación N-S y el otro E-W, los cuales son menos frecuentes y presentan pocas evidencias morfológicas en las fotografías aéreas.

6.1.5.- Observaciones mesotectónicas

6.1.5.1.- Estación N1

Ubicación: Localizada cerca del pueblo de Aragüita, en la quebrada Casupo, a 500 m aguas arriba desde el puente de esta quebrada en la carretera vía Aragüita (ver **Figura 6.13**).

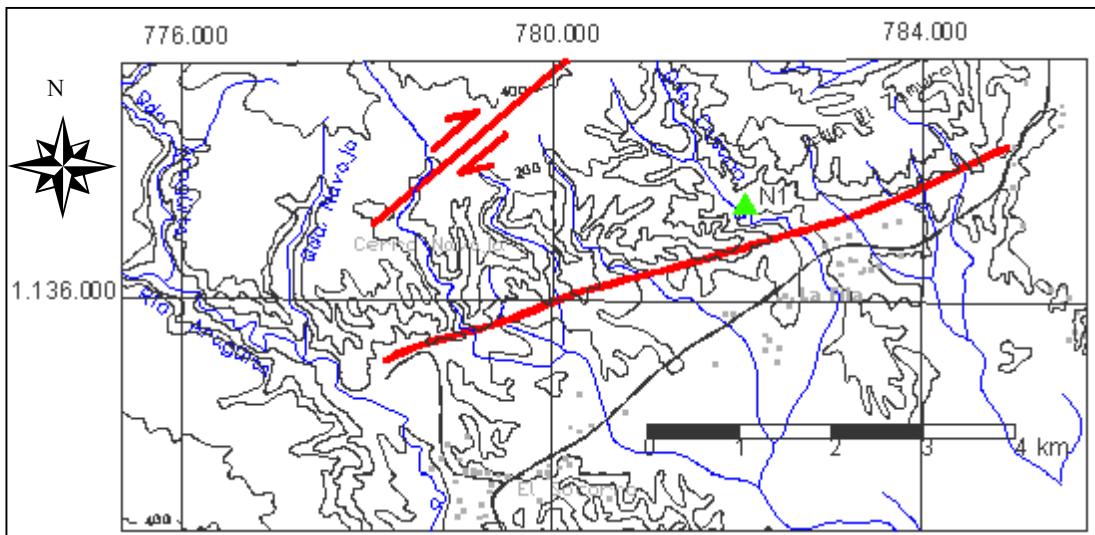


FIGURA 6.13. Mapa de ubicación de la estación N1.

Descripción litológica: Se presentan lutitas masivas con fracciones arenosas, color meteorizado marrón claro, color fresco gris verdoso; lutita laminada, color meteorizado marrón claro, color fresco gris oscuro; y una intercalación de lutitas y areniscas. La lutita es masiva y poca calcárea, color meteorizado marrón claro, color fresco gris claro. Arenisca de grano medio a grueso, meteoriza a marrón claro, su color fresco es marrón claro. Afloramiento CAS 3 en columna estratigráfica de la quebrada Casupo (ver **Anexo 2.1**).

Correlación: Formación Aramina.

Mediciones:

Falla	Actitud	Pitch	Tipo de falla	Característica
F1	N60°W 45°N	87°NE	Normal	Sin-sedimentaria
F2	N54°W 45°N	87°NE	Normal	Sin-sedimentaria
F3	N52°W 47°S	86°SW	Normal	Sin-sedimentaria
F4	N41°W 50°S	86°SW	Normal	Sin-sedimentaria
F5	N40°E 75°N	44°SW	Sinestral normal	Post-sedimentaria
F6	N27°E 76°N	69°SW	Normal sinestral	Post-sedimentaria
F7	N45°W 40°N	87°NE	Normal	Sin-sedimentaria
F8	N50°E 86°N	28°S	Dextral	Post-sedimentaria
F9	N35°E 67°N	25°S	Dextral	Post-sedimentaria
F10	N70°W 65°S	75°NW	Normal	Sin-sedimentaria
F11	N50°W 45°N	65°NE	Normal	Sin-sedimentaria
F12	N50°W 70°N	75°NE	Normal	Sin-sedimentaria

TABLA 6.1. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N1.

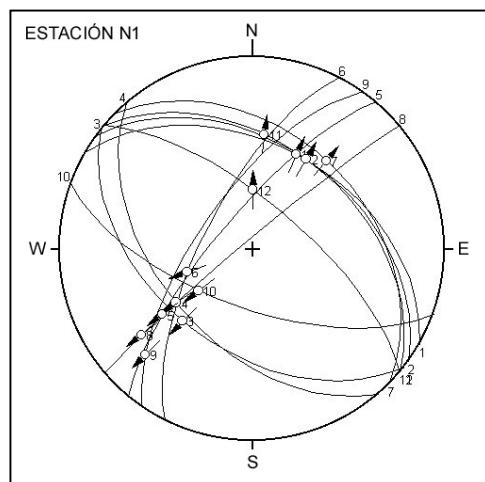


FIGURA 6.14. Representación de las fallas medidas en N1 en red de Schmidt, hemisferio inferior.

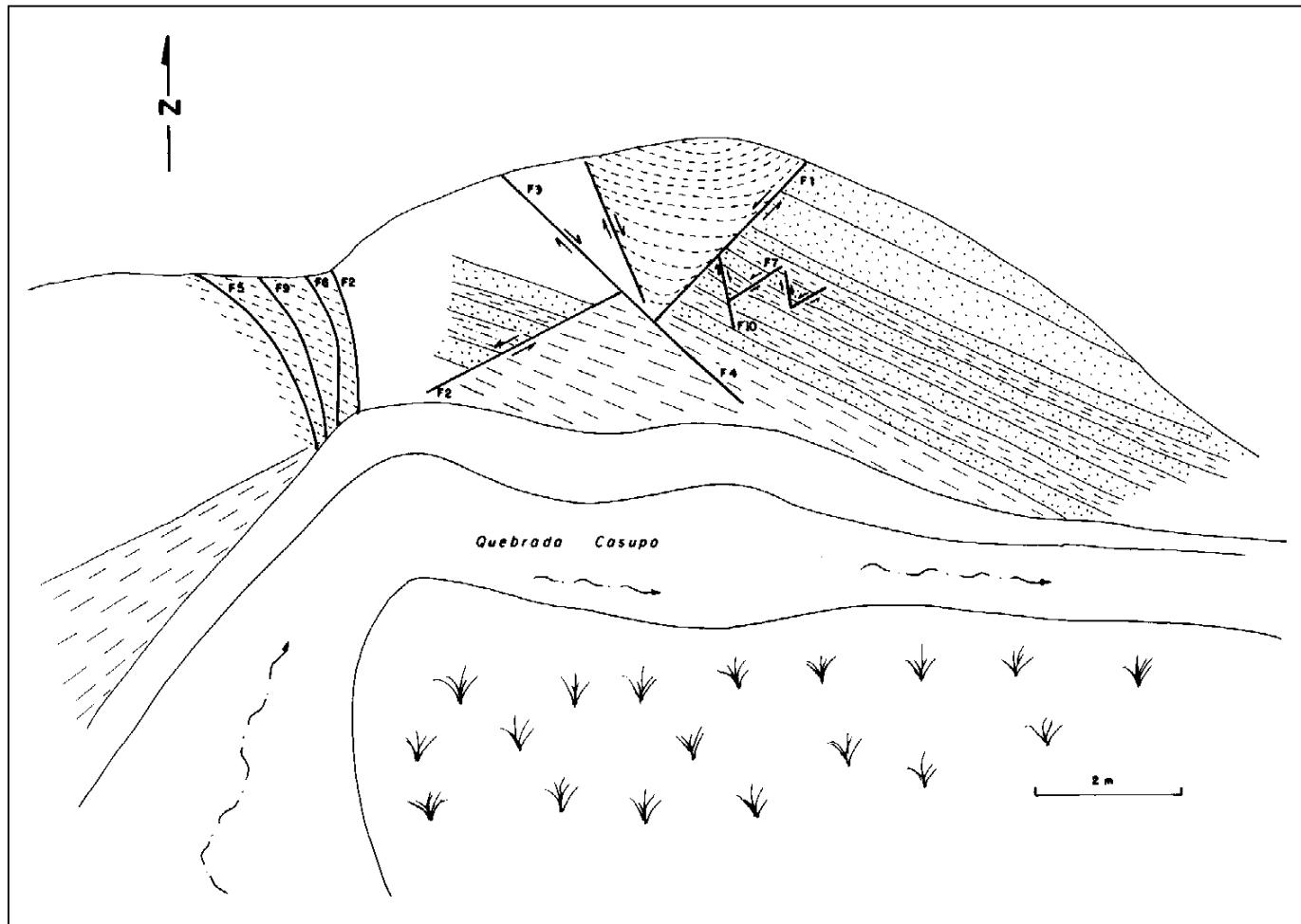


FIGURA 6.15. Dibujo del afloramiento Cas 3. Estación N1.

Observaciones: Se observan pliegues de arrastre (*drag-fold*) a lo largo del plano de falla, fallas sin-sedimentarias pre-basculamiento, además de fallas post-sedimentarias (ver **Figura 6.15**).

6.1.5.2.- Estación N2

Ubicación: Quebrada Seca, ubicada al norte de la zona de Cholondrón, a 450 m aguas arriba del puente de esta quebrada con la carretera Caucagua-Higuerote (ver **Figura 6.16**).

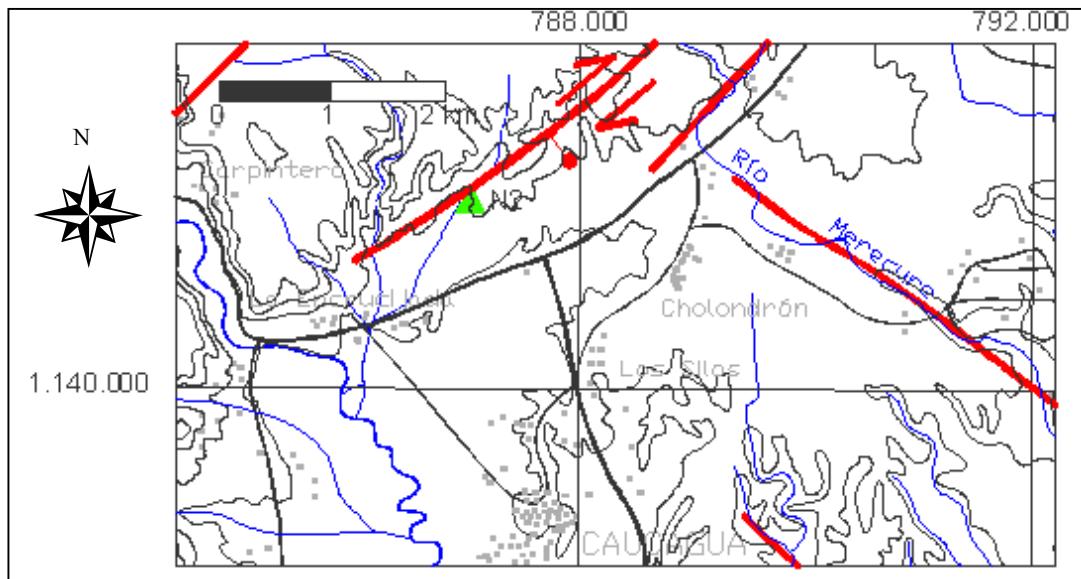


FIGURA 6.16. Mapa de ubicación de la estación N2.

Descripción litológica: Conglomerados polimícticos, de color fresco gris verdoso y meteorizan a tonalidades de verdes oscuro, compuesto por fragmentos de rocas metamórficas e ígneas, los cuales tienen un tamaño máximo de 30 cm, y el tamaño medio es de 5 a 10 cm. Se estima un espesor mínimo de 4 m. Estos conglomerados están en contacto de falla con filitas grafíticas, que meteorizan a tonalidades de gris oscuro. Afloramiento S1 en columna estratigráfica de quebrada Seca (ver **Anexo 2.2**).

Correlación: Conglomerado basal de la Formación Aramina

Mediciones:

Falla	Actitud	Pitch	Tipo de falla	Característica
F1	N60°E 80°S	50°SW	Normal dextral	Contacto entre litologías
F2	N65°E 74°S	56°S	Normal dextral	Contacto entre litologías

TABLA 6.2. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N2.

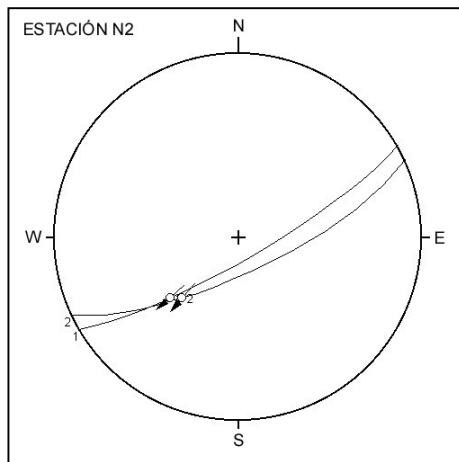


FIGURA 6.17. Representación de las fallas medidas en N2 en red de Schmidt, hemisferio inferior.

Observaciones: Contacto entre rocas las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa y las sedimentarias de la Cuenca de Barlovento (ver **Figura 5.7**).

6.1.5.3.- Estación N3

Ubicación: En un camino que se comunica con la vía Oriente, 300 m al sur del poblado de Los Silos, cercano a la zona de Merey. UTM: 788.555E, 1.139.407N (ver **Figura 6.18**).

Descripción litológica: De base a tope, se encuentran lutitas calcáreas de color gris claro, que meteorizan a marrón claro. Éstas están por debajo, en contacto de falla, de conglomerados granodecrescentes de color marrón claro. Afloramiento MER 4 en columna estratigráfica de Merecure (ver **Anexo 2.3**).

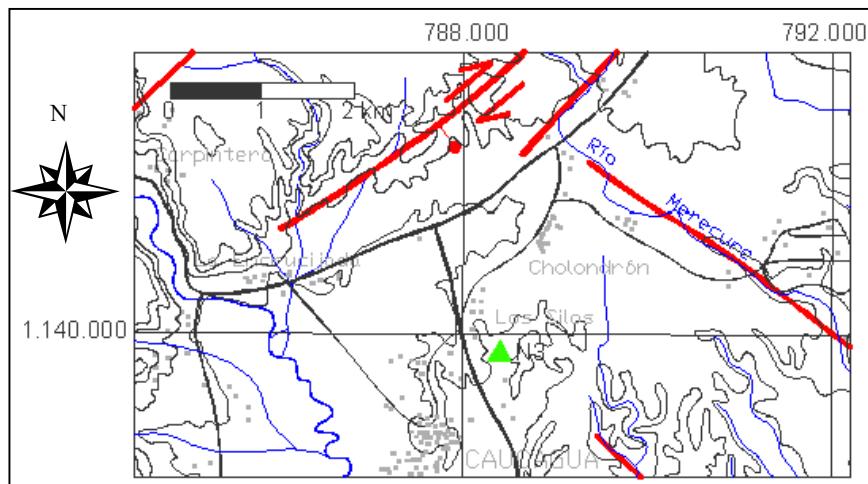


FIGURA 6.18. Mapa de ubicación de la estación N3.

Correlación: Formación Aramina.

Mediciones:

Falla	Actitud	Pitch	Tipo de falla	Característica
F1	N50°E 20°SE			

TABLA 6.3. Datos de la falla medida en N3.

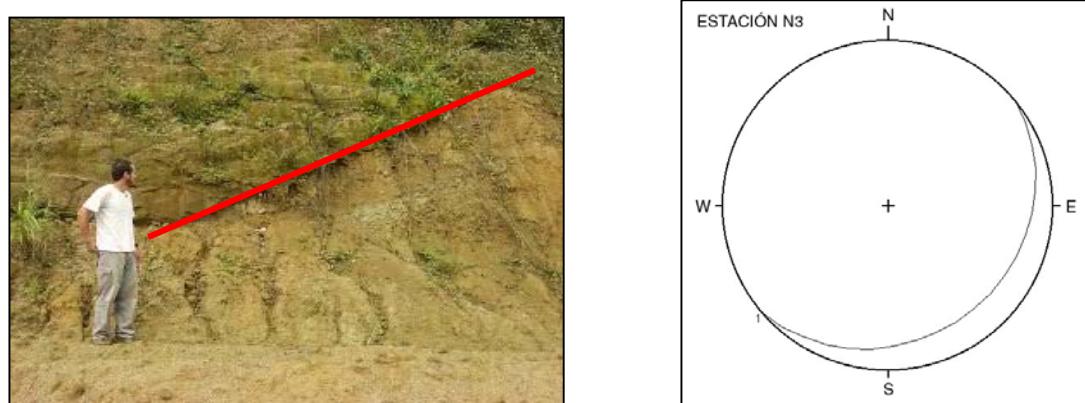


FIGURA 6.19. Falla medida en campo y su representación en red de Schmidt, hemisferio inferior. Estación N3. (Orientación de la foto: N-S).

6.1.5.4.- Estación N4

Ubicación: en la quebrada Turupa Grande, ubicada al norte del pueblo de Guatirito, a 800 metros aguas arriba del puente de esta quebrada en la carretera Curiepe-Capaya (ver **Figura 6.20**).

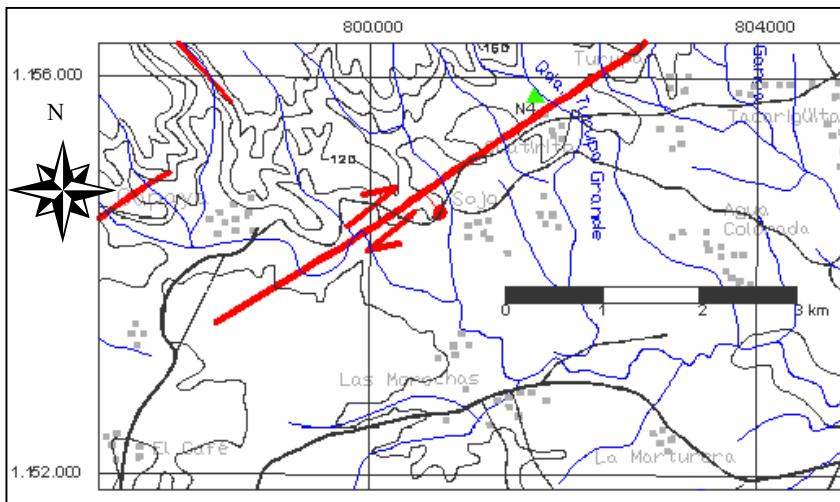


FIGURA 6.20. Mapa de ubicación de la estación N4.

Descripción litológica: Intercalación de calizas de color gris plomo, que meteorizan a gris oscuro a verdoso, con lutitas calcáreas de color gris oscuro, con colores de meteorización de gris oscuro a verdoso. El espesor promedio de las calizas es de 30 a 40 cm, mientras que las lutitas tienen espesores de 40 a 50 cm, el espesor completo de esta intercalación es de 3,5 m. Afloramiento TUR 10 en columna estratigráfica de Turupa Grande (ver **Anexo 2.7**).

Correlación: Formación Aramina.

Observaciones: Las mediciones fueron realizadas sobre el tope de una caliza; la Figura 6.21 representa una microestructura *pull-apart* encontrada en esta estación, la cual muestra un cizallamiento principal E-W dextral. Por otra parte, en la Figura 6.22 se muestra el dibujo y el análisis de las vetas dilatacionales encontradas en esta caliza. Las fracturas allí presentes muestran una cizalla principal E-W, con sus

Riedels y Riedels secundarios (Riedel de Riedel), además de grietas de tracción orientadas N-S.

Mediciones:

Veta	Actitud	Sentido de movimiento
V1	E-W	Dextral
V2	N70°W	Dextral
V3	N75°W	Dextral
V4	N80°E	Dextral
V5	N15°E	Normal
V6	N10°E	Normal
V7	N-S	Normal
V8	N45°W	Dextral
V9	N80°W	Dextral
V10	N65°W	Dextral

TABLA 6.4. Datos de las vetas medidas en la Estación N4.



FIGURA 6.21. Fotografía de las microestructuras *pull-apart* en la caliza de la estación N4. (Vista de planta).

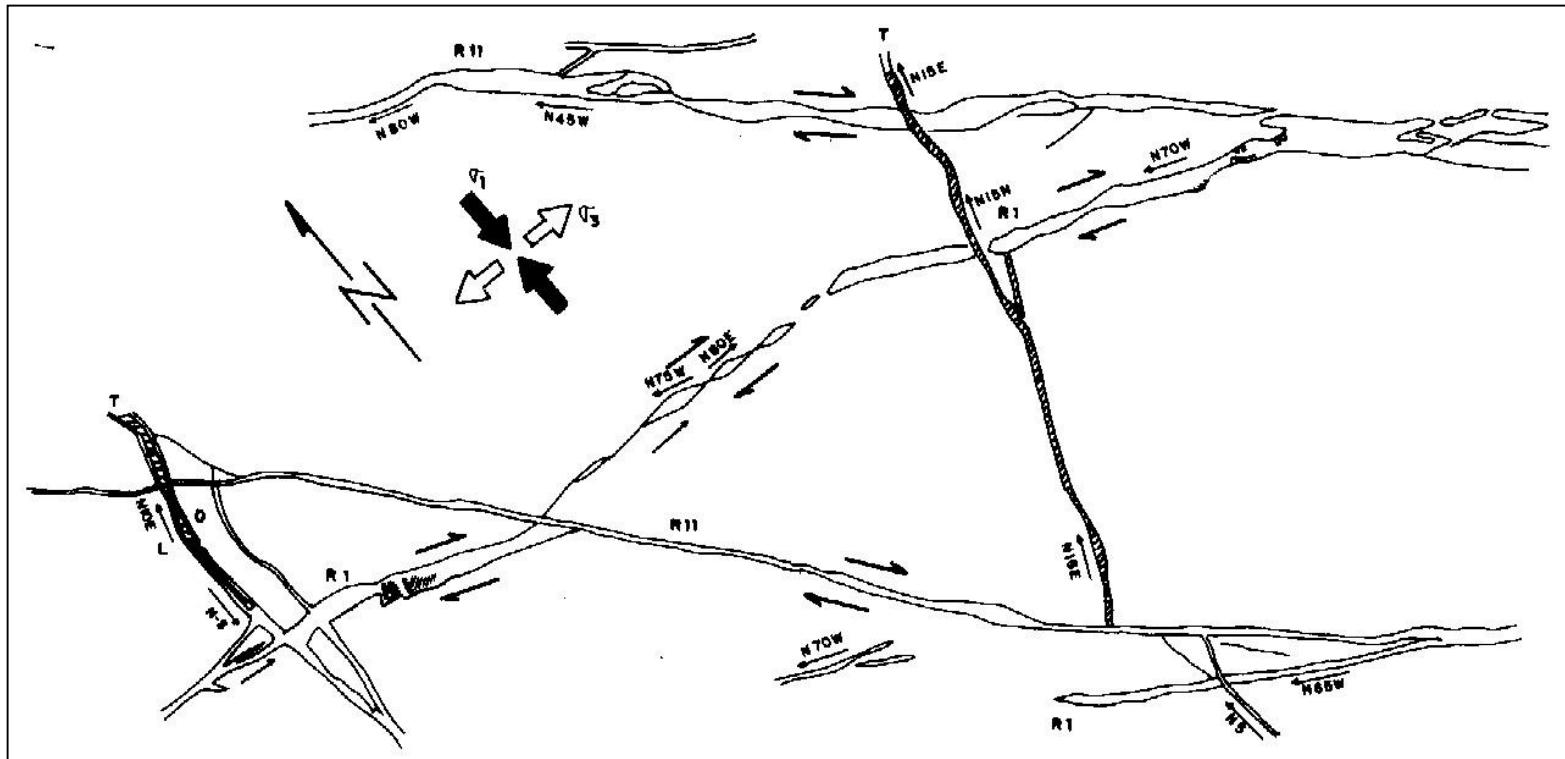


FIGURA 6.22. Vetas en el tope de la caliza de la estación N4. (R1) Riedel de primer orden; (R11) Riedel de segundo orden; (T) Grieta de tracción.

6.1.5.5.- Estación N5

Ubicación: Se encuentra en la carretera Higuerote-Curiepe, a 2,3 km en dirección a Curiepe desde el inicio de esta vía (ver **Figura 6.23**).

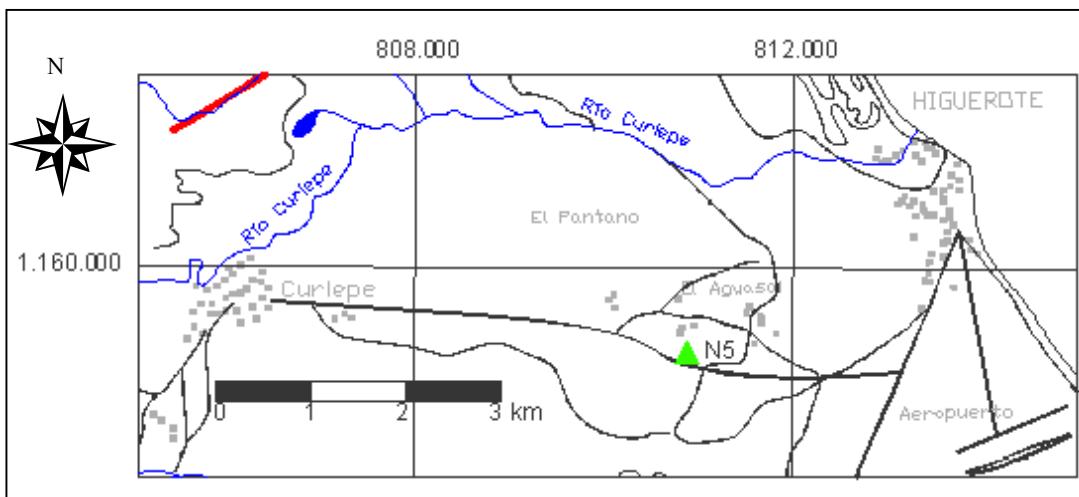


FIGURA 6.23. Mapa de ubicación de la estación N5.

Descripción litológica: Se presenta una secuencia de base a tope conformada por arenisca laminada, poco consolidadas, muy oxidadas; arenisca fina a limolita, no calcárea, poco consolidada, color meteorizado marrón verdoso, color fresco gris claro, con lentes de arenisca gruesa y niveles de conglomerado fino. Afloramiento CAR 5 en columna estratigráfica de Sotillo-Higuerote-Curiepe (ver **Anexo 2.9**).

Correlación: Formación Caucagua.

Mediciones:

Falla	Actitud	Pitch	Tipo de falla	Característica
F1	N46°W 60°N	90°	Normal pura	Sin-sedimentaria
F2	N55°W 75°S	90°	Normal pura	Sin-sedimentaria

TABLA 6.5. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N5.

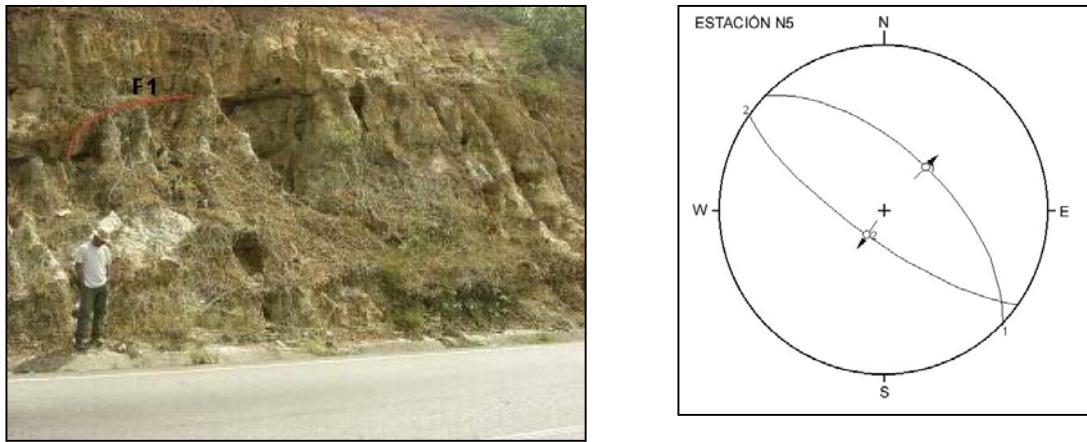


FIGURA 6.24. Falla medida en campo y su representación en red de Schmidt, hemisferio inferior. Estación N5. (Orientación de la foto: S36°W).

6.1.5.6.- Estación N6

Ubicación: En la carretera que comunica al pueblo de Higuerote con Tacarigua de Mamporal, a 1 km vía Tacarigua de Mamporal desde la entrada de la carretera de Sotillo (ver **Figura 6.25**).

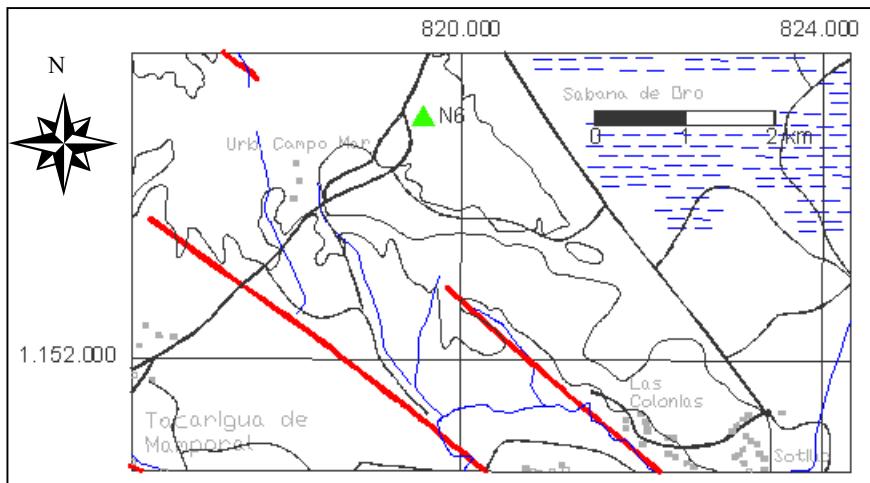


FIGURA 6.25. Mapa de ubicación de la estación N6.

Descripción litológica: Conglomerado con matriz arenosa, presenta color de meteorización amarillo ocre, y su color fresco no se aprecia. Los clastos son principalmente de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas, de tamaños que van

desde 0,5 cm hasta 10 cm, con un tamaño promedio de 2-3 cm, los clastos son sub-redondeados con una distribución caótica. Arenisca de grano medio a fino, su color fresco es marrón claro y meteoriza a amarillo ocre, con bandas rojizas. Afloramiento SOT 1 en columna estratigráfica de Sotillo-Higuerote-Curiepe (ver **Anexo 2.9**).

Correlación: Formación Caucagua.

Mediciones:

Falla	Actitud	Pitch	Tipo de falla	Característica
F1	N05°E 56°N	56°N	Inversa sinestral	Post sedimentaria

TABLA 6.6. Datos de la falla medida en la Estación N6.

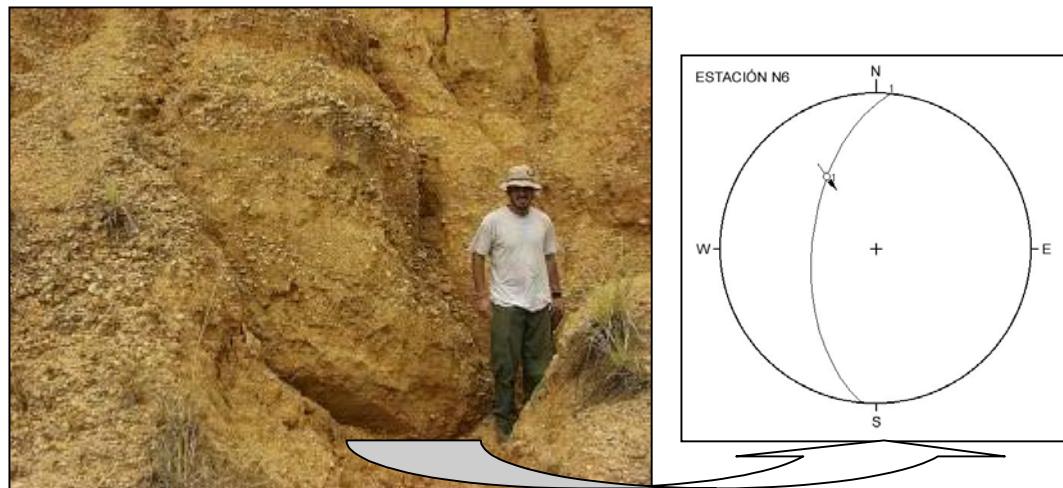


FIGURA 6.26. Falla medida en campo y su representación en red de Schmidt, hemisferio inferior. Estación N6. (Orientación de la foto: E-W).

6.1.5.7.- Estación N7

Ubicación: Se encuentra en la carretera de Carenero-Chirimena, a 800 m en dirección a Chirimena del desvío a Curiepe (ver **Figura 6.27**).

Descripción litológica: De base a tope, el afloramiento está conformado por: lutita masiva calcárea con laminación incipiente, meteoriza a color gris claro, con color fresco gris oscuro; arenisca fina calcárea y masiva, sus colores de meteorización van de marrón a gris anaranjado, su color fresco es gris claro; conglomerado con

matriz de arena fina bien compacta y cementada; Limolita masiva, color de meteorización marrón, color fresco gris; conglomerado de matriz de arena fina bien compacta y cementada. Afloramiento CAR 19 en columna estratigráfica de Higuerote-Carenero-Buche (ver **Anexo 2.10**).

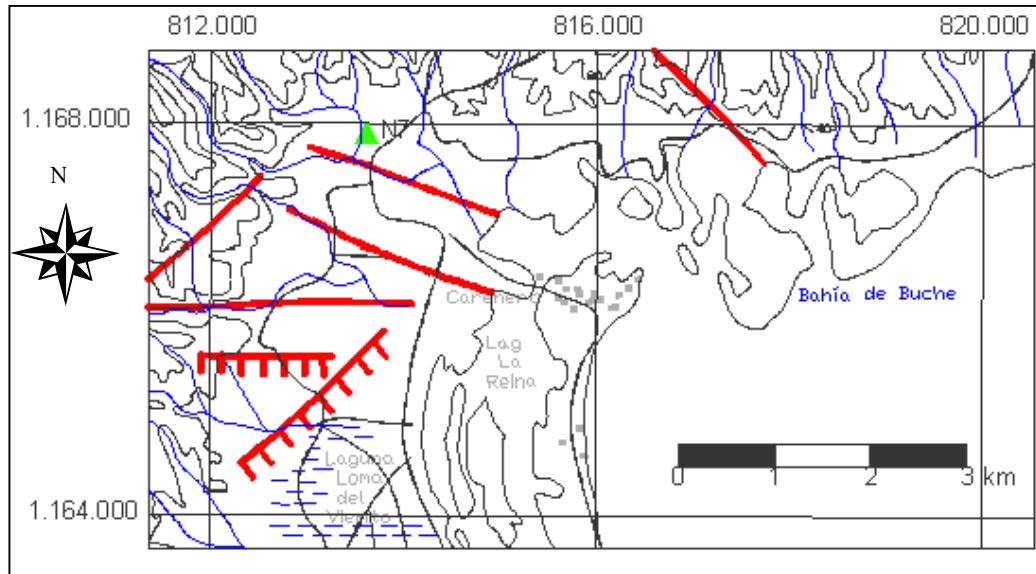


FIGURA 6.27. Mapa de ubicación del afloramiento N7.

Correlación: Formación Aramina.

Mediciones:

Falla	Actitud	Pitch	Tipo de falla	Característica
F1	N85°E 44°S	60°SW	Normal	Sin-sedimentaria
F2	N60°W 48°S	81°SW	Normal	Sin-sedimentaria

TABLA 6.7. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N7.

Observaciones: Fallas sin-sedimentarias con atenuación del movimiento hacia el tope.

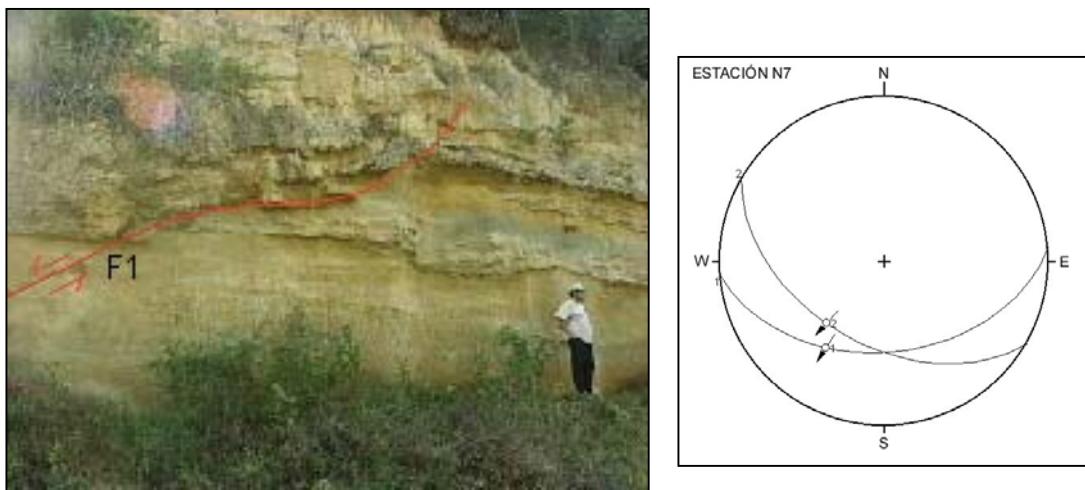


FIGURA 6.28. Falla medida en campo y su representación en red de Schmidt, hemisferio inferior. Estación N7. (Orientación de la foto: N10°W).

6.1.5.8.- Estación N8

Ubicación: Está situada en la carretera Puerto Francés–Chirimena, cerca de la playa de Buche, 200 m al sur de la entrada a la Urbanización Vista Linda (ver **Figura 6.29**).

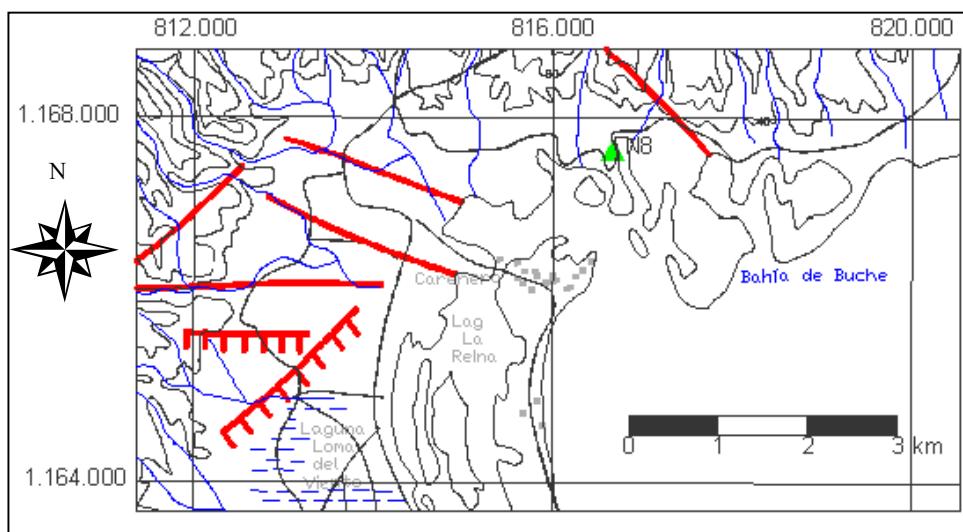


FIGURA 6.29. Mapa de ubicación del afloramiento N8.

Descripción litológica: Conglomerado de matriz arenosa con clastos de esquistos que van desde 5 cm hasta 30 cm, con un tamaño modal de 15 cm. Presenta

colores de meteorización marrón, y su color fresco es marrón claro. Afloramiento CAR 27, en columna estratigráfica de Higuerote-Carenero-Buche (ver **Anexo 2.10**).

Correlación: Formación Caucagua.

Mediciones:

Falla	Actitud	Pitch	Tipo de falla	Característica
F1	N65°W 70°S	30°SE	Dextral inversa	Post-sedimentarias
F2	N40°W 68°S		Normal	Post-sedimentarias

TABLA 6.8. Datos de poblaciones de fallas medidas en la Estación N8.

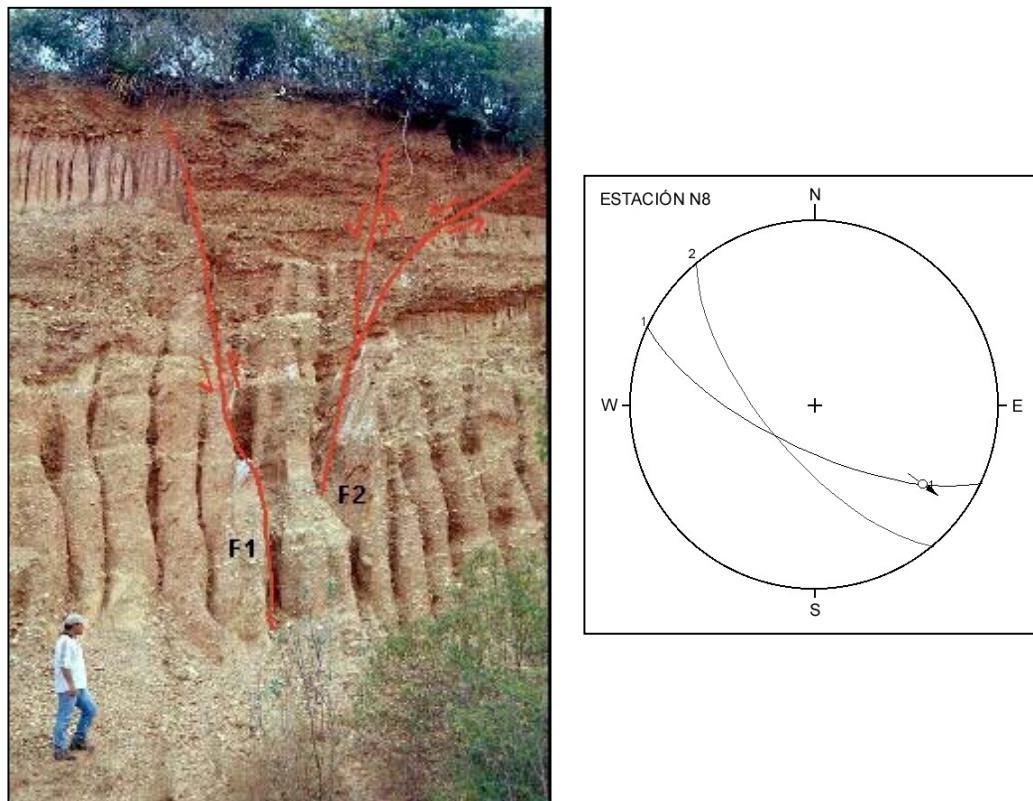


FIGURA 6.30. Fallas medidas en campo y su representación en red de Schmidt, hemisferio inferior. Estación N8. (Orientación de la foto: N10°E).

6.1.6.- Análisis e interpretaciones tectónicas

6.1.6.1.- Fases de deformación

A partir de las observaciones realizadas en campo y del análisis de poblaciones de fallas y vetas, se determina que la Cuenca de Barlovento ha sufrido al menos dos fases de deformación frágil.

Entre las evidencias de la existencia de estas dos fases de deformación se encuentran las siguientes:

Las fallas observadas en campo pueden ser agrupadas en dos grupos: a) fallas sin-sedimentarias y b) fallas post-sedimentarias. Las primeras de ellas se caracterizan por ser fallas normales con alto valor de *pitch* y encontrarse en las formaciones geológicas más antiguas. Las fallas post-sedimentarias se encuentran afectando tanto las formaciones más antiguas como las más jóvenes, existiendo dentro de este grupo fallas de tipo normal, inversas y transcurrentes.

Al calcular un tensor de esfuerzos que mejor se ajuste a todas las fallas medidas, el diagrama de fluctuación muestran que no hay tensor de esfuerzo que mejor se ajuste a todas fallas medidas. Sin embargo, al separar las fallas en grupos sin y post-sedimentarios, los tensores determinados se ajustan mejor a estas poblaciones de fallas.

Las fallas sin-sedimentarias se encuentran afectando principalmente a la Formación Aramina, mientras que las post-sedimentarias afectan a todas las rocas sedimentarias. La Formación Caucagua se encuentra suprayacente a la Formación Aramina en contacto discordante. Esta discordancia marca además un cambio en la sedimentación de la cuenca, siendo los ambientes de la Formación Aramina marino somero, mientras que para la Formación Caucagua, son fluviales.

Tomando en cuenta lo antes expuesto, más la información estratigráfica, se determina que la Cuenca de Barlovento ha sufrido los siguientes procesos:

Una primera fase de deformación frágil distensiva, caracterizada por fallamiento normal sin-sedimentario, que comenzó en el Mioceno Tardío (\approx 10,4 M.a.) y terminó en el Plioceno Temprano (\approx 3,4 M.a.).

La segunda fase de deformación es de tipo transcurrente, caracterizada por fallamiento post-sedimentario, que comenzó en el Plioceno Tardío (\approx 3,4 M.a.) y que aún está presente en la actualidad.

6.1.6.2.- Características geométricas de las fallas

Como ya se mencionó previamente, las fallas más resaltantes en el borde septentrional de Barlovento se caracterizan por tener rumbo NW-SE y NE-SW. En la Figura 6.31 se representan todas las fallas medidas en la zona de estudio, donde se observa que los rumbos predominantes son: a) N40-60°W y b) N60-70°E, con buzamientos de 40 a 50°.

En la Figura 6.32 se representan los datos de las fallas pertenecientes a la primera fase de deformación, donde se observa que los rumbos predominantes son N40-60°W con buzamientos de 40 a 50°.

Las fallas pertenecientes a la segunda fase de deformación están representadas en la Figura 6.33, la cual muestra que los rumbos predominantes son N60-70°E con buzamientos de 70 a 80°.

Por otra parte, en la Figura 6.34 se representan en histogramas los *pitchs* medidos a lo largo de la zona de estudio. La Figura 6.34.A representa la totalidad de *pitchs* medidos; se observa que la gráfica es polimodal, con un máximo en los valores de 80 a 90°, otro en 60 a 70° y el último en 20 a 30°. El máximo obtenido en el rango de 80 a 90° muestra que las fallas en la región septentrional de Barlovento son principalmente de buzamiento.

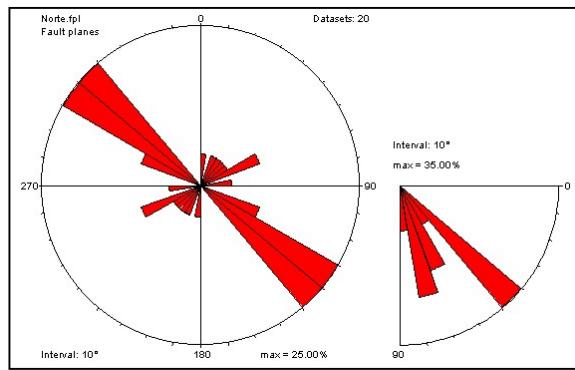


FIGURA 6.31. Diagrama de rosa a intervalo azimutal de 10° , de 20 fallas medidas en el borde septentrional de la Cuenca de Barlovento.

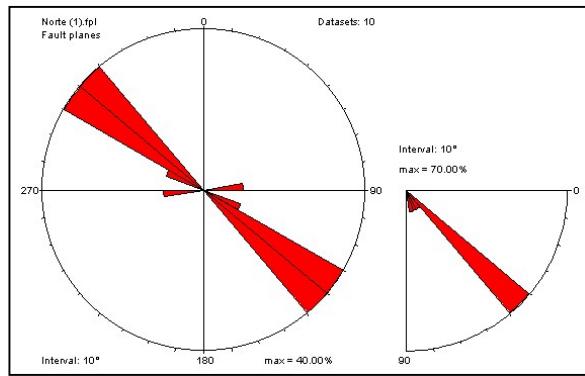


FIGURA 6.32. Diagrama de rosa a intervalo azimutal de 10° , de 10 fallas medidas pertenecientes a la primera fase de deformación.

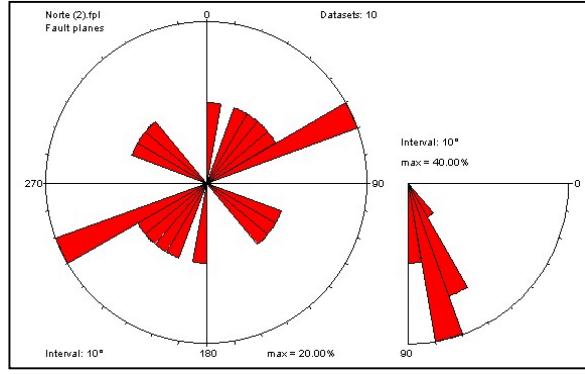


FIGURA 6.33. Diagrama de rosa a intervalo azimutal de 10° , de 10 fallas medidas pertenecientes a la segunda fase de deformación.

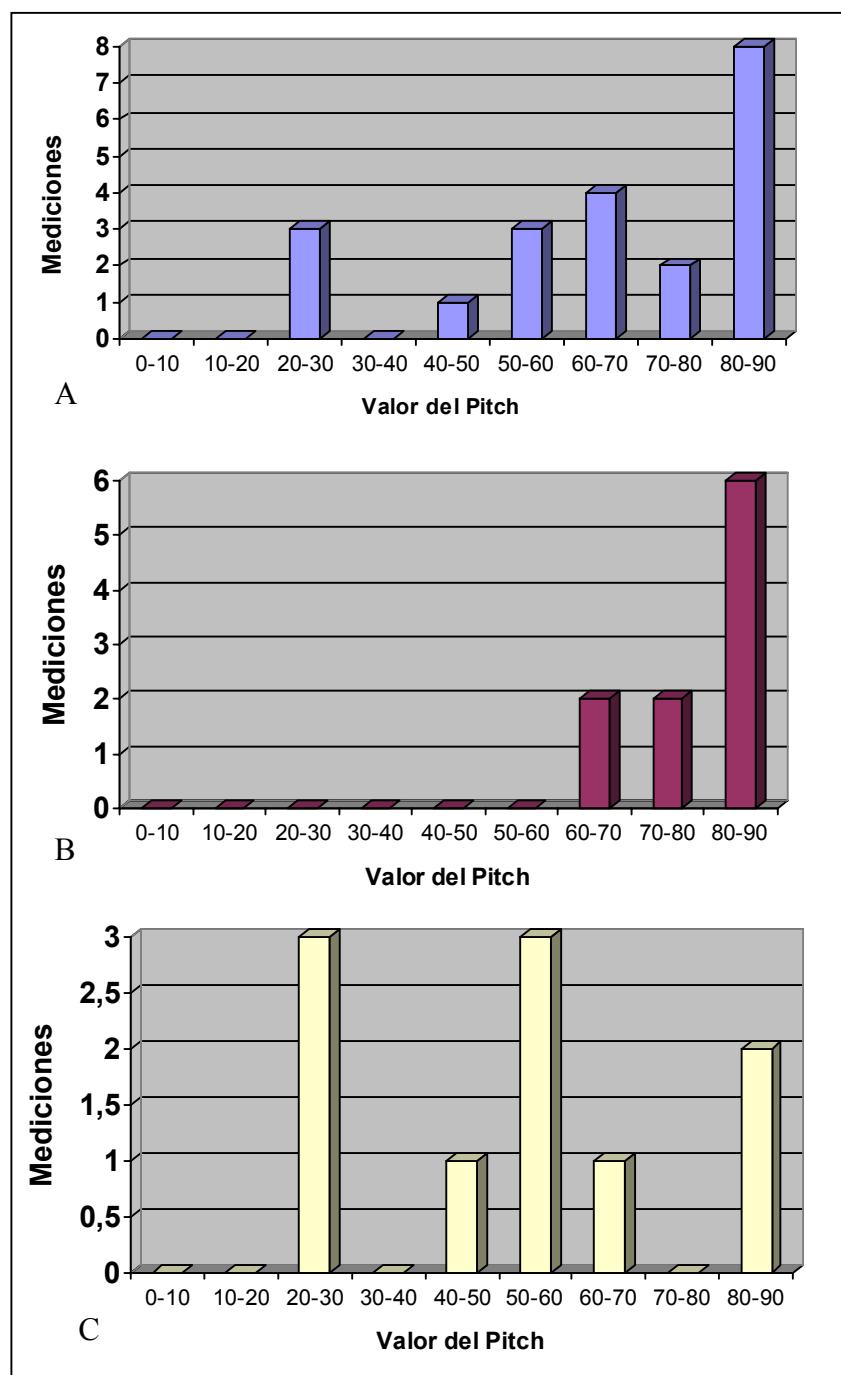


FIGURA 6.34. Histogramas de frecuencia de *pitch*. (A) Histograma de *pitch* de todas las mediciones. (B) Histograma de *pitch* de la primera fase de deformación. (C) Histograma de *pitch* de la segunda fase de deformación.

En la Figura 6.34.B se muestra un gráfico unimodal, con un máximo en el rango de 80 a 90°, lo que indica que las fallas de la primera fase de deformación son de buzamiento. Por último, la Figura 6.34.C representa una gráfica polimodal, con máximos en los rangos de 20-30°, 50-60° y 80-90°, lo que evidencia la existencia de fallas de rumbo, de buzamiento y de la mezcla de ambas (oblicuas) para la segunda fase de deformación.

Es de notar que cada fase de deformación no solo se caracteriza por tener fallamiento sin o post-sedimentario, sino que cada una de ellas también presenta distintas actitudes para sus familias de fallas; en la primera fase de deformación las fallas son de relativo bajo ángulo de buzamiento, orientaciones NW-SE y valores de *pitch* elevados, mientras que la segunda fase presenta fallas con buzamientos más altos, rumbos NE-SW y valores de *pitch* variables, predominando los valores bajos a medios (desde 20° hasta 60°).

6.1.6.3.- Tensores de esfuerzo

Las poblaciones de fallas medidas en campo, fueron analizadas por los métodos de ANGELIER (1979) y de ETCHECOPAR *et. al.* (1981) para así obtener los tensores de esfuerzos que originaron dichas deformaciones frágiles. De igual manera, las vetas fueron estudiadas partiendo de los diversos criterios planteados por algunos autores (entre ellos: DAVIS, 1984; DURNEY & RAMSAY, 1973; HANCOCK, 1994; HATCHER, 1995 y SPENCER 1991, ver **Apéndice A**).

Los análisis de las poblaciones de fallas fueron realizadas con el programa TectonicsFP versión 1.6.01, creado por REITER & ARC (2001), y son mostrados a continuación:

6.1.6.3.1.- Primera fase de deformación

Como se mencionó anteriormente, esta primera fase se caracterizó por fallamiento normal sin-sedimentario, y es observada en las estaciones N1 y N7. Los

resultados del análisis dinámico de estas estaciones se presenta en forma resumida en la Tabla 6.9 y en la Figura 6.35, y en forma específica en las Tablas 6.10 y 6.11.

En la Tabla 6.9 se observa que el esfuerzo máximo (σ_1) se encuentra en posición vertical, con un valor de Rapport estimado no superior a 0,3548, lo que es característico de fallamiento normal con poca componente transcurrente. Sin embargo, por la amplia distribución de la zona de dilatación y su posición horizontal en los esterogramas solución por el método de ANGELIER (1979), mostrados en las Tablas 6.10 y 6.11, no se descarta la posibilidad de una posible extensión radial para esta primera fase. Para ambas estaciones se determinó que hubo basculamiento de las fallas, por lo que fue necesario desbascular los tensores de esfuerzo calculados para las estaciones N1 y N7, respectivamente, 6 y 10°.

Estación	σ_1	σ_2	σ_3	Rapport (R)
N1	87° S75°W	02° S56°E	02° N34°E	0,1141
N7	86° S58°W	02° S65°E	03° N25°E	0,3548

TABLA 6.9. Orientación de los esfuerzos de la primera fase de deformación.

Las poblaciones de fallas medidas en la estación N1 estadísticamente aseguran un resultado en el tensor de esfuerzos confiable. Mientras que, en la estación N7, se observaron pocas fallas, por lo tanto el tensor de esfuerzo calculado no puede ser definitivo, por lo que la solución planteada en esta estación, no es determinante. De todas maneras, el resultado obtenido para N7 es similar al de N1.

6.1.6.3.2.- Segunda fase de deformación

Esta fase de deformación, que aún afecta la región de Barlovento, se caracteriza por fallamiento post-sedimentario, y es observada en las estaciones N1, N2, N3, N4, N5, N6 y N8. No se pudo realizar la medición de estrías de falla en las estaciones N3 y en algunos planos de N8. La Tabla 6.12 y la Figura 6.36 muestra los resultados del análisis dinámico de estas estaciones en forma resumida, mientras que las Tablas 6.13, 6.14 y 6.15 en forma específica.

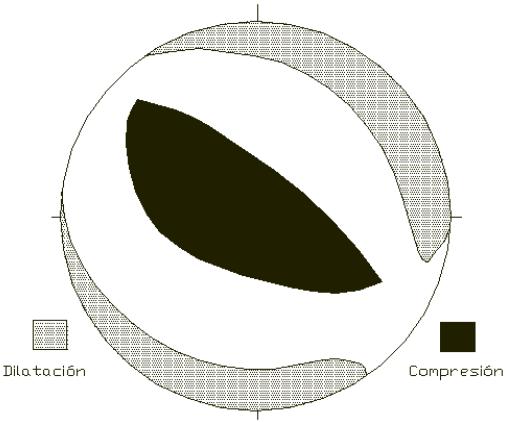
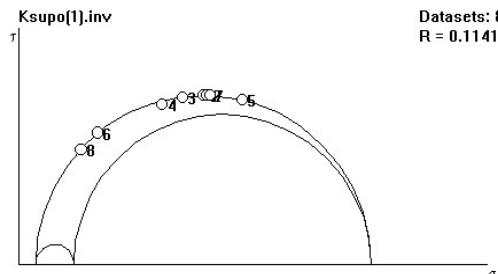
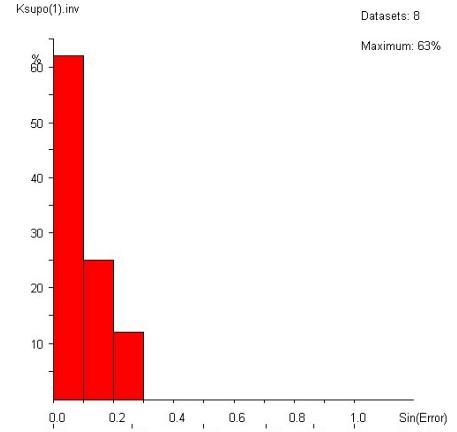
Estación Casupo (N1)									
Esfuerzos calculados por el método de ETCHECOPAR <i>et. al</i> (1981)	Resultado obtenido por el método de ANGELIER (1979)								
Basculados	Desbasculados								
$\sigma_1=314/83$ $\sigma_2=124/07$ $\sigma_3=214/01$	$\sigma_1=255/87$ $\sigma_2=124/02$ $\sigma_3=034/02$								
Rapport = 0,1141	 <p>Dilatación</p> <p>Compresión</p>								
Círculo de Mohr	Diagrama de fluctuación								
 <p>Ksupo(1).inv</p> <p>Datasets: 8 R = 0.1141</p>	 <p>Ksupo(1).inv</p> <p>Datasets: 8</p> <p>Maximum: 63%</p> <table border="1"> <caption>Data from Histogram</caption> <thead> <tr> <th>Error [°]</th> <th>Percentage (%)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>0.0</td> <td>~63</td> </tr> <tr> <td>0.2</td> <td>~25</td> </tr> <tr> <td>0.4</td> <td>~12</td> </tr> </tbody> </table>	Error [°]	Percentage (%)	0.0	~63	0.2	~25	0.4	~12
Error [°]	Percentage (%)								
0.0	~63								
0.2	~25								
0.4	~12								

TABLA 6.10. Resultados obtenidos para la estación N1, primera fase de deformación.

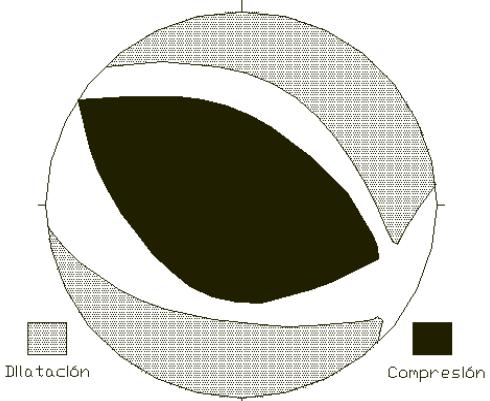
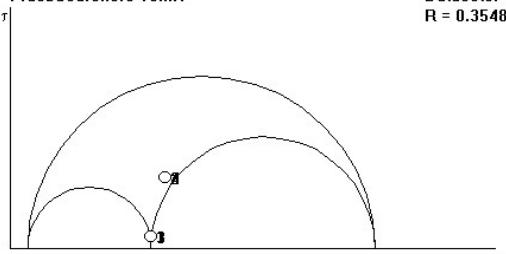
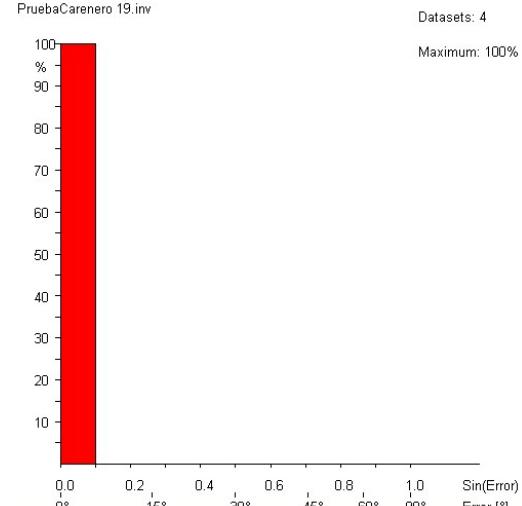
Estación Carenero (N7)	
Esfuerzos calculados por el método de ETCHECOPAR <i>et. al</i> (1981)	Resultado obtenido por el método de ANGELIER (1979)
Basculados	Desbasculados
$\sigma_1=288/78$ $\sigma_2=115/12$ $\sigma_3=025/01$	$\sigma_1=238/86$ $\sigma_2=115/02$ $\sigma_3=025/03$
Rapport = 0,3548	 <p>The diagram shows a stress ellipsoid with two shaded regions: a hatched region representing dilation and a solid black region representing compression. The ellipsoid is oriented with its major axis along the horizontal axis.</p>
Círculo de Mohr	Diagrama de fluctuación
 <p>PruebaCarenero 19.inv Datasets: 4 R = 0.3548</p> <p>Mohr's circle plot showing stress components τ and σ. The plot displays four data points forming a circle, with the center of the circle marked by a dot.</p>	 <p>PruebaCarenero 19.inv Datasets: 4 Maximum: 100%</p> <p>Histogram showing the distribution of errors for the datasets. The x-axis represents the sine of the error angle ($\sin(\text{Error})$) from 0° to 90°, and the y-axis represents the percentage of datasets from 0% to 100%. The distribution is highly skewed towards 0°, with the highest frequency at 0°.</p>

TABLA 6.11. Resultados obtenidos para la estación N7, primera fase de deformación.

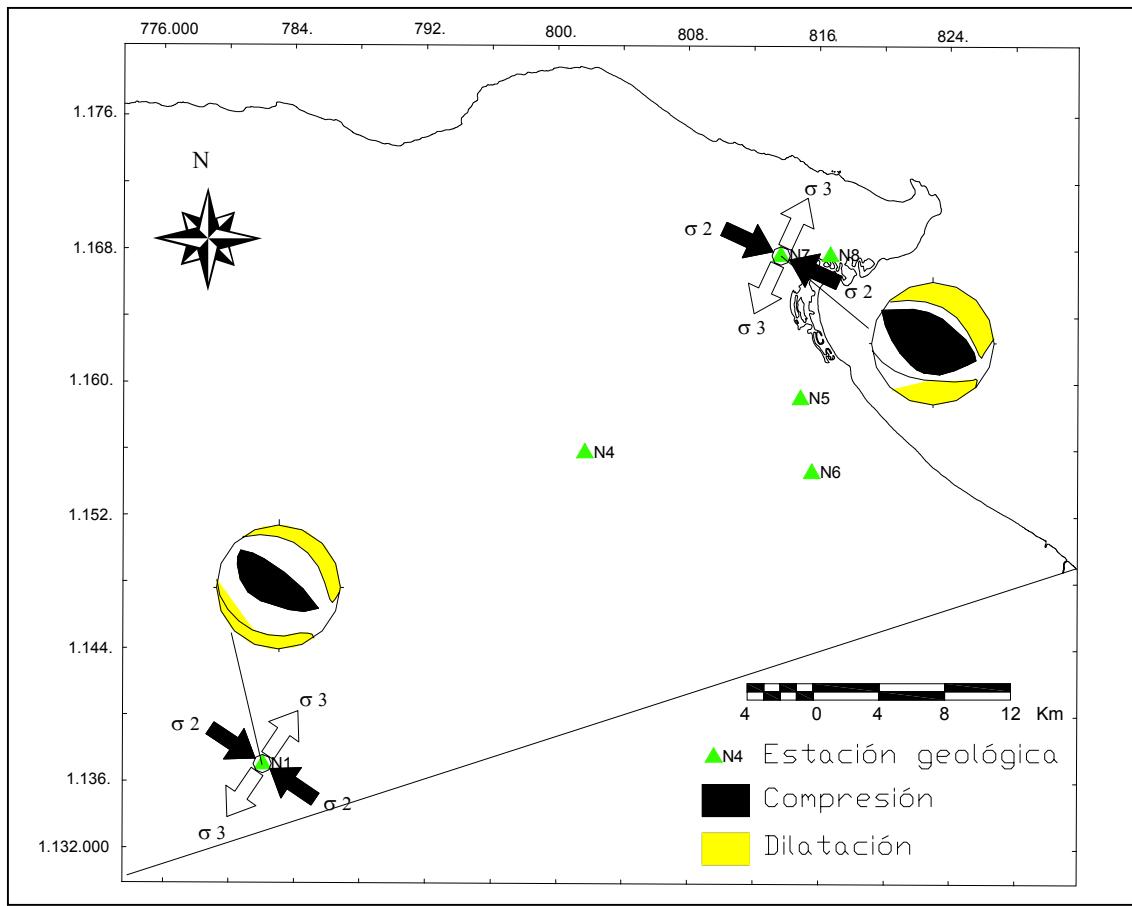


FIGURA 6.35. Mapa de la primera fase de deformación.

En la Tabla 6.12 se observa que el esfuerzo intermedio (σ_2) se encuentra en posición vertical, con un valor de Rapport estimado no inferior a 0,4475, lo que es característico de fallamiento transcurrente. Por otra parte, el esfuerzo máximo (σ_1) se presenta con orientación NW-SE a N-S, con mayor frecuencia en la orientación NNW-SSE.

Por la distribución de las zonas de dilatación y de compresión en los estereogramas solución por el método de ANGELIER (1979), mostrados en las Tablas 6.13 y 6.14, se establece que la cuenca está sufriendo una compresión de orientación NNW-SSE, con dilatación NE-SW a E-W.

No se pudo establecer las relaciones de basculamiento en las fallas de esta fase de deformación, pero no se cree que exista basculamiento marcado de los tensores determinados ya que las secuencias más jóvenes (Formación Mamporal) se encuentran en posición horizontal a sub-horizontal y son afectadas por esta fase de deformación.

Estación	σ_1	σ_2	σ_3	Rapport (R)
N1	47° S14°E	37° N24°E	19° N81°W	0,5985
N4	N-S	Vertical	E-W	N/D
N5, 6 y 8	09° N40°W	72° S20°W	16° N53°E	0,4475

TABLA 6.12. Orientación de los esfuerzos de la segunda fase de deformación.

El número de mediciones realizadas en las estaciones N1, N5, N6 y N8, para esta fase de deformación, al igual, que para la estación N7 de la primera fase de deformación, no son estadísticamente significativas, sin embargo, estos tensores de esfuerzos corresponden con los esfuerzos planteados por autores previos (SOULAS, 1985, AUDEMARD, 1999, entre otros). Por otra parte, el número de vetas medidas en N4 sí fue satisfactorio para ser analizadas bajo el modelo de WILCOX *et. al.* (1973).

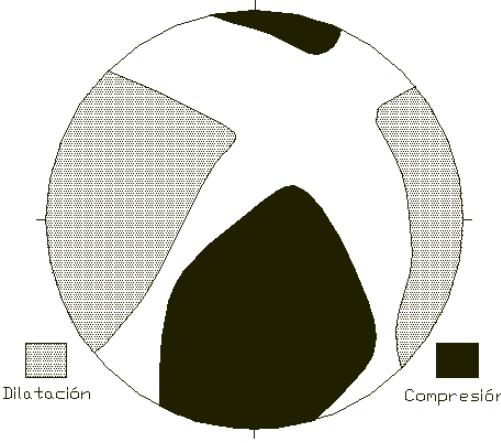
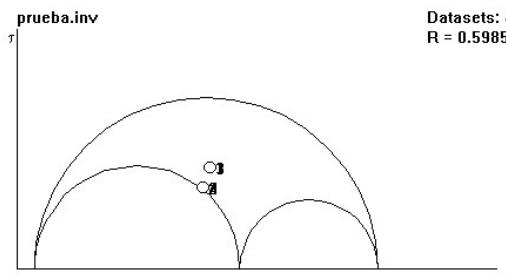
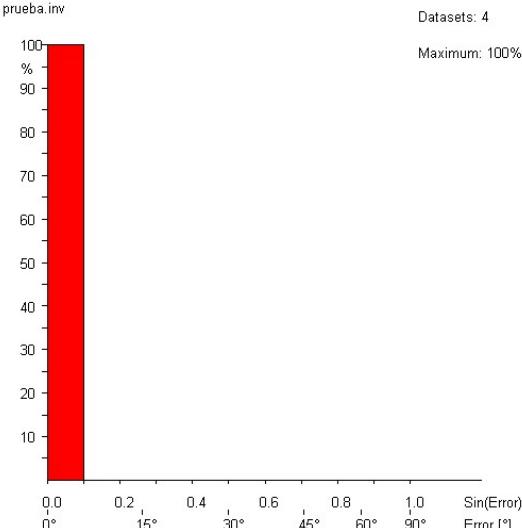
Estación Casupo (N1)	
Esfuerzos calculados por el método de ETCHECOPAR <i>et. al</i> (1981)	Resultado obtenido por el método de ANGELIER (1979)
$\sigma_1=166/47$ $\sigma_2=024/37$ $\sigma_3=279/19$	 <p>Dilatación Compresión</p>
Rapport = 0,5985	
Círculo de Mohr	Diagrama de fluctuación
	 <p>prueba.inv Datasets: 4 Maximum: 100%</p>

TABLA 6.13. Resultados obtenidos para la estación N1, segunda fase de deformación.

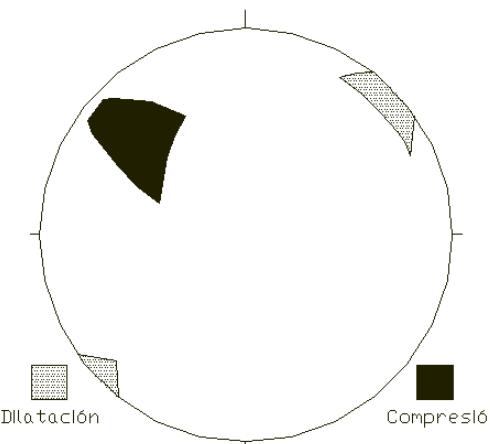
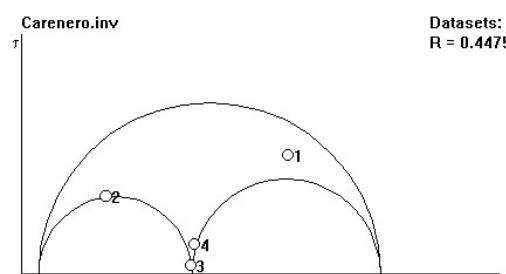
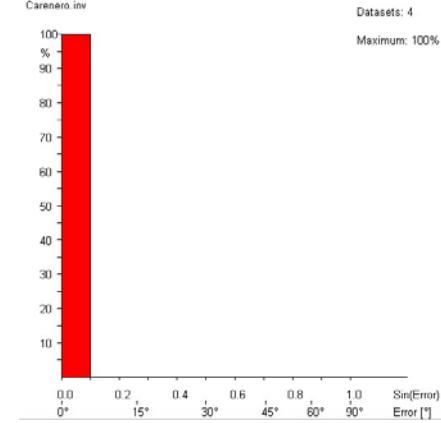
Estación Higuerote-Carenero (N5, 6 y 8)	
Esfuerzos calculados por el método de ETCHECOPAR <i>et. al</i> (1981)	Resultado obtenido por el método de ANGELIER (1979)
$\sigma_1=320/09$ $\sigma_2=200/72$ $\sigma_3=053/16$	
Rapport = 0,4475	
Círculo de Mohr	Diagrama de fluctuación
	

TABLA 6.14. Resultados obtenidos para la estación N5, 6 y 8, segunda fase de deformación.

Estación Turupa (N4)		
Esfuerzos determinados		
$\sigma_1=N-S$	$\sigma_2=Vertical$	$\sigma_3=E-W$

TABLA 6.15. Resultados obtenidos para la estación N4, segunda fase de deformación.

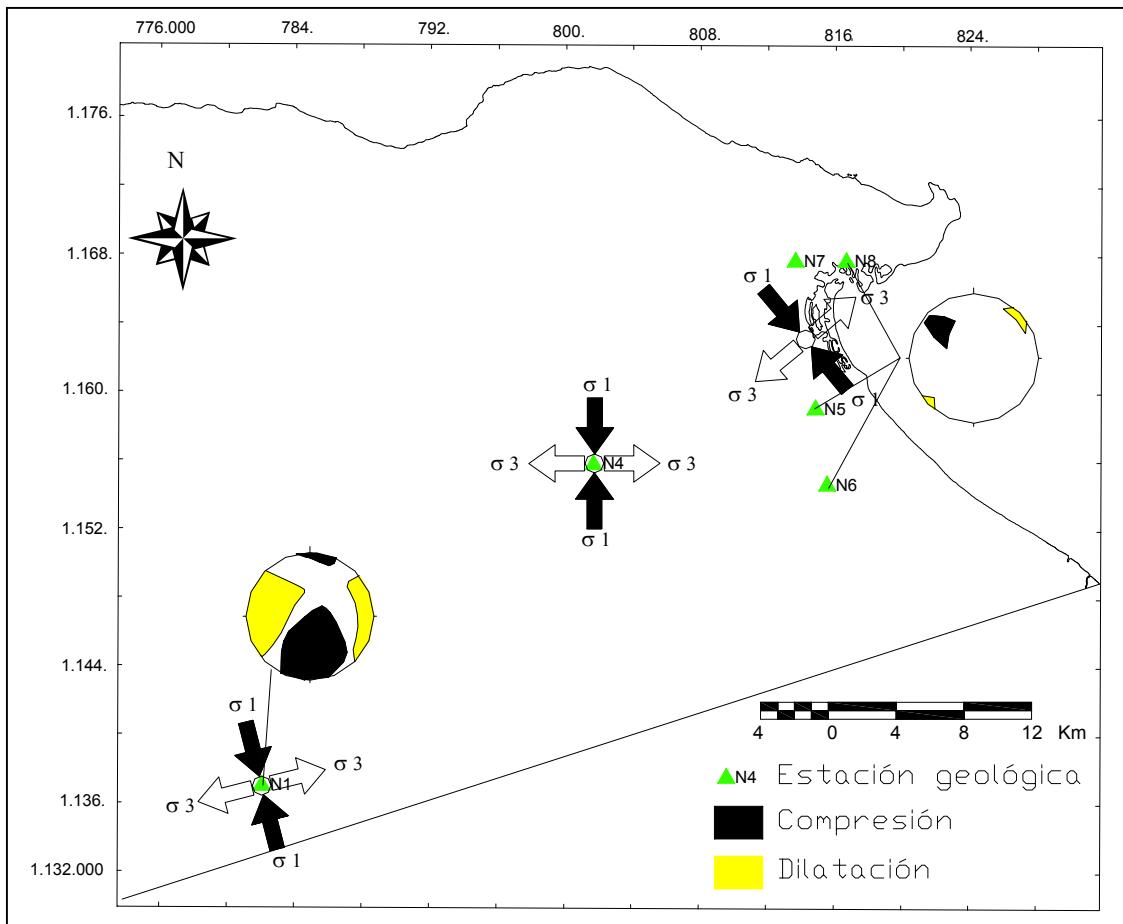


FIGURA 6.36. Mapa de la segunda fase de deformación.

6.1.6.4.- Interpretaciones tectónicas

En el Anexo 1, se muestra que las principales fallas que afectan y controlan el borde septentrional de la Cuenca de Barlovento tienen orientación NW-SE y ENE-WSW, siendo ambos sistemas activos actualmente.

La primera fase de deformación es de tipo distensivo, con un tensor de esfuerzos orientado: σ_1 = Vertical; σ_2 = NW-SE y σ_3 = NE-SW, el cual produjo un sistema de fallas normales sin-sedimentarias con orientación preferencial NW-SE en extensión radial. Este sistema originó la apertura de la Cuenca de Barlovento en forma de semi-graben alargado en el eje NW-SE, deprimiendo los bloques del este.

Los tensores de esfuerzo de la primera fase de deformación evidencian que hubo basculamiento previo y posterior a la primera deformación, lo cual, sumado a las evidencias geomorfológicas discutidas previamente, dan indicio del levantamiento de la Cordillera de la Costa, el cual causó el basculamiento general de la cuenca hacia el sur.

Posteriormente, hubo un cambio en el régimen geodinámico, causando un incremento en el esfuerzo horizontal orientado al NW-SE (σ_2) de la primera fase de deformación, causando que éste se incrementara y superara al esfuerzo máximo (σ_1) que estaba en posición vertical. Este proceso generó una permutación en el tensor de esfuerzos, intercambiando la posición de los esfuerzos σ_1 y σ_2 de la primera fase de deformación, por σ_2 y σ_1 respectivamente de la segunda fase de deformación. Adicionalmente, hubo una pequeña rotación de tensor de esfuerzos a través de un eje vertical, girándolo aproximadamente 40° en sentido horario.

De esta manera, se origina la segunda fase de deformación, donde el esfuerzo intermedio se encuentra en posición vertical (σ_2), mientras que σ_1 y σ_3 están en posición NNW-SSW y ENE-WSW, respectivamente. Este tipo de régimen es transcurrente, y es donde aparecen una gran diversidad de fallas, las cuales pueden ser explicadas bajo el modelo de WILCOX *et. al.* (1973) (ver **Apéndice B**).

En la Figura 6.37 se representan en diagrama de rosa las fallas pertenecientes a la segunda fase de deformación, tomando en cuenta que el actual régimen tectónico de la región es transcurrente, se pudo analizar las poblaciones de fallas bajo el modelo de WILCOX *et. al.* (1973), obteniendo como resultado que para una cizalla principal dextral orientada E-W, las fallas de orientación NW-SE representarían Riedels Sintéticos (R), las NNE-SSW Riedels Antitéticos (R'), mientras que las ENE-WSW corresponden con las fallas de Cizallamiento Paralelo (P).

Las fallas de orientación NE-SW que están presentes en el borde septentrional de la Cuenca de Barlovento, pertenecen al conocido sistema de fallas de La Victoria, el cual presenta movimiento relativo normal-dextral, y que además, también controla el borde septentrional de la Cuenca de Ocumare del Tuy (AUDEMARD, 1984), representando un sistema de fallas de cizallamiento paralelo (P) dentro de la cizalla principal dextral E-W originada por la interacción de la placa del Caribe y la Suramericana (AUDEMARD *et. al.*, 2000).

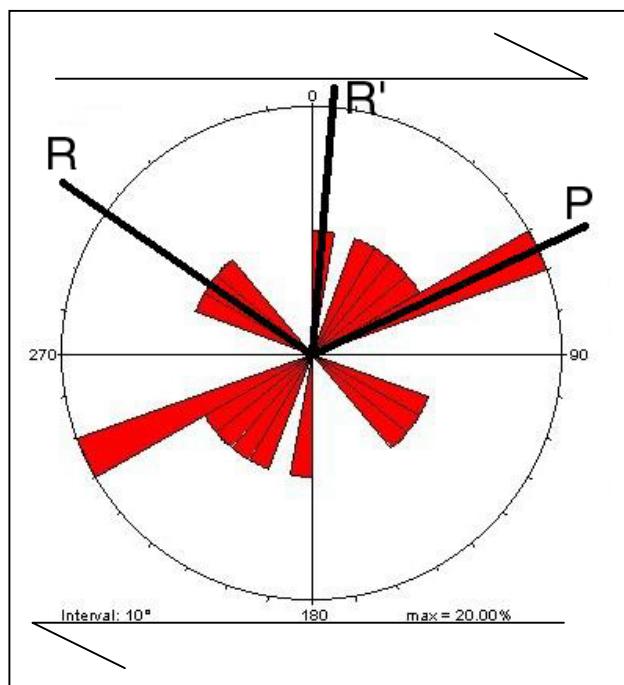


FIGURA 6.37. Representación en diagrama de rosa a intervalo azimutal de 10°, de las fallas pertenecientes a la segunda fase de deformación y analizadas bajo el modelo de WILCOX *et. al.* (1973).

Por otra parte, las fallas de orientación NNE-SSW presentan comportamiento de falla transcurrente sinestral, las cuales, por su relación geométrica con el marco tectónico y su movimiento relativo, son interpretadas como Riedels Antitéticos (R'). Este tipo de cizallamiento es poco común en la zona de estudio, y tampoco es frecuente a nivel regional. Las fallas con este comportamiento han sido observadas y analizadas por FANTI *et. al* (1980) en la zona de Caracas, donde localmente se conoce como la falla de Chacaíto.

Por último, el sistema de fallas de orientación NW-SE tiene comportamiento normal-dextral con algunas fallas dextral-normal. Dentro del marco regional, este sistema de fallas pertenece al sistema de Píritu, informalmente conocido como falla de la Costa o de Santa Inés. Por sus relaciones geométricas con la cizalla principal, este sistema es interpretado como Riedel Sintético (R), el cual se encuentra posicionado entre los Rieldels Sintéticos y las Grietas de Tracción (T). Por lo tanto, la transtensión *sensu lato* generada por el sistema de fallas de la Victoria, es descargada sobre este sistema por una repartición de esfuerzos (*stress partitioning*), pudiendo así ser reactivadas las fallas de la primera fase de deformación, como fallas normal-dextral bajo el tensor de esfuerzos actual.

6.1.6.5.- Modelo genético y evolutivo de la Cuenca de Barlovento

Para explicar la génesis de la Cuenca de Barlovento, se propone la generación de ésta, como cuenca semi-graben, la cual estaba controlada internamente por un sistema de fallas de orientación NW-SE de comportamiento normal sin-sedimentarias. El borde septentrional estuvo controlado por una serie de fallas de orientación NE-SW, las cuales pertenecen al sistema de fallas de La Victoria (ver **Figura 6.38**), mientras que para el borde meridional no se conoce con exactitud el tipo de control.

Esta apertura de la cuenca se estima que ocurrió para el Mioceno Tardío, cuando aún se depositaba la Formación La Cumaca (considerada como parte de la Formación Aramina en el presente trabajo) y originó el avance de la línea de costa,

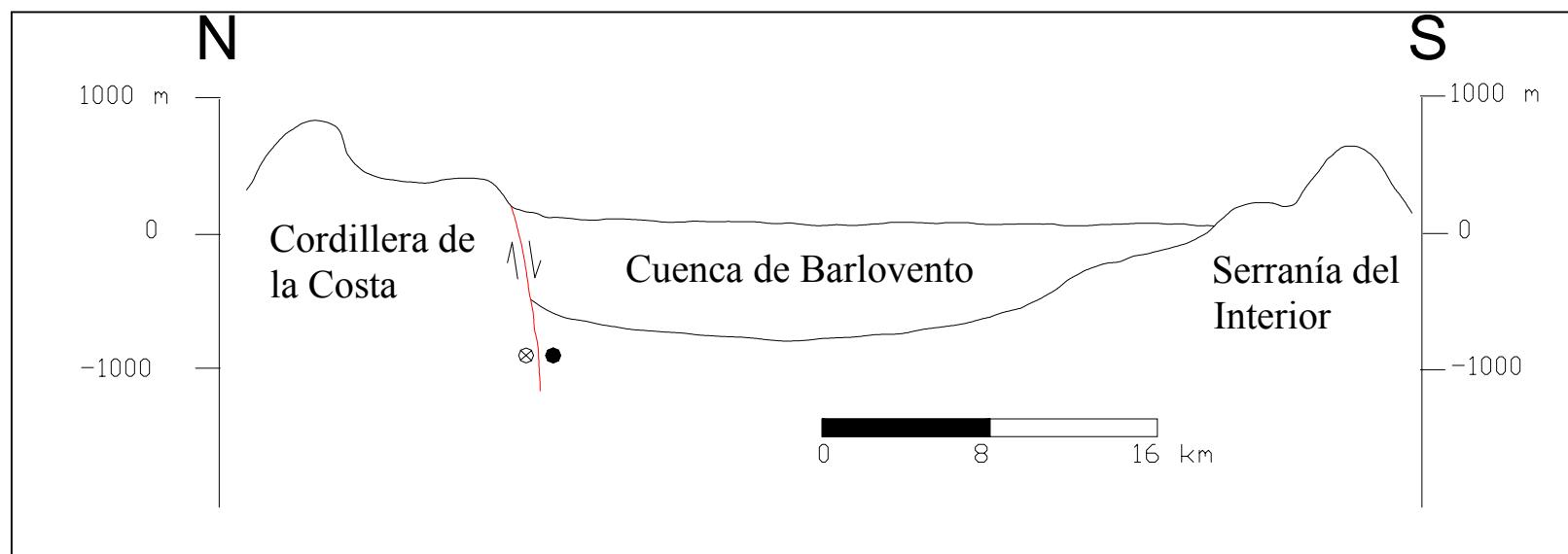


FIGURA 6.38. Corte esquemático de la Cuenca de Barlovento.

siendo la región de Barlovento invadida por el mar. El tensor de esfuerzos determinado para esta primera etapa tectónica es: σ_1 vertical, σ_2 NW-SE y σ_3 NE-SW.

Posteriormente, se tiene evidencia en las estaciones medidas en el margen meridional (Hernández & Rojas, 2002) que hubo un periodo de *slumping* en la parte central de la cuenca, la cual tomó como superficie de despegue las lutitas de las formaciones Caucagua y Mamporal.

Para finales del Plioceno, ocurre un incremento en el esfuerzo horizontal orientado al NE-SW, provocando que éste aumentara en magnitud superando al esfuerzo máximo que estaba en posición vertical, originando así una permutación de esfuerzos, en donde se intercambiaron de posición los vectores de esfuerzo σ_1 y σ_2 , cambiando el régimen tectónico de distensivo a transcurrente (segunda fase de deformación).

Esta nueva fase tectónica se caracteriza por tener un tensor de esfuerzos, donde σ_2 está en posición vertical, σ_1 orientado NNW-SSE y σ_3 ENE-WSW, además de que bajo esta nueva configuración tectónica, la Cuenca de Barlovento se levanta, de oeste a este, mientras que las fallas preexistentes de la primera fase de deformación, fueron reactivadas por la transtensión del sistema de fallas de La Victoria.

6.2.- PLATAFORMA DE UNARE

6.2.1.- Generalidades

GONZÁLEZ DE JUANA *et. al.* (1980) explica que la Plataforma de Unare se extiende en dirección este-oeste entre Cumaná, en la boca del Golfo de Cariaco, hasta el Farallón Centinela al norte de Cabo Codera. Su límite con la costa tiene una configuración cóncava hacia el norte y su límite con la Fosa de Cariaco tiene dos concavidades simétricas hacia el norte, que dan a la plataforma una anchura máxima central de 47 km, con pendientes de 0,6 a 0,8 minutos de arco; en los extremos llega a

tener pendientes de 35 minutos y anchura de 1 km en Cumaná y 6 km en Cabo Codera. El nivel inferior de la Plataforma de Unare varía entre los 90 y 100 metros.

Además, menciona que el extremo occidental de la Fosa de Cariaco se continúa con la Cuenca sedimentaria del Bajo Tuy, y en conjunto han sido descritas como Cuenca de Tuy-Cariaco por YOUNG *et al.* (1956). Las facies sedimentarias que se espera encontrar en el subsuelo de la Plataforma de Unare por el carácter de sus reflexiones sísmicas es de un complejo deltaico progradante hacia el norte. Discordante por debajo de este complejo deltaico se identifica una cuña sedimentaria, discordante a su vez sobre reflectores fuertemente tectonizados que se pueden correlacionar con la unidad tectónico-sedimentaria de la Faja Piemontina.

ESPINOSA & DAZA (1985), en su evaluación geológica de las plataformas de Unare y la Tortuga-Margarita, plantean la existencia de dos períodos mayores de actividad, uno durante el pre-Mioceno cuando las fallas transcurrentes Urica, San Mateo y Margarita con la orientación NNW a NW se formaron, y el segundo durante el Plioceno-Pleistoceno cuando los mecanismos de esfuerzos de extensión formaron la fosa de Cariaco entre los sistemas de fallas de El Pilar y Morón (conocida como San Sebastián). Además, establece que el área tiene una alta probabilidad de actividad sísmica ya que la considera como un hiato dentro de la zona de contacto de las placas.

BLANCO & GIRALDO (1992) explican que el sistema de fallas de Urica es uno de los más importantes encontrados en la Cuenca Tuy-Cariaco y Plataforma Externa, el cual se abre a manera de graben en la Ensenada de Barcelona; este graben está limitado al norte por la falla de Urica y al sur por la falla de La Costa-Santa Inés (llamada falla de Píritu en el presente trabajo); ambas fallas tienen orientación noroeste-sureste y movimiento predominante normal.

6.2.2.- Observaciones tectónicas

Para realizar el estudio estructural de la plataforma de Unare, se interpretaron 17 líneas sísmicas del área, a partir de dicha interpretación y basado en los trabajos

previos de la zona, se construyó el mapa estructural de la Plataforma de Unare (ver **Figura 6.39**).

En la figura antes mencionada, se observa que las principales estructuras presentes consisten en un sistema de fallas de orientación NW-SE. En las Figuras 5.33, 5.34 y 5.35 se observa que este sistema de fallas tiene comportamiento principalmente de falla normal, además, de existir dos fallas mayores que controlan la Ensenada de Barcelona.

La falla principal se encuentra al este (ver **Figuras 5.33 y 5.34**), en donde se observa un mayor engrosamiento de la secuencia y un sistema de fallas que buza al oeste, esta falla es conocida como falla de San Mateo.

La otra falla de mayor importancia, se observa en la Figura 5.35, la cual va paralela a la costa de Barlovento, tiene comportamiento de falla normal, buzando al este, y está demarcada por el mayor engrosamiento de las secuencias hacia la Plataforma de Unare con respecto a la Cuenca de Barlovento. Esta falla es llamada falla de Píritu.

Estos dos sistemas de fallas expuestos, forman una estructura de cuenca Graben a lo largo de la Plataforma de Unare, y es conocida como el Graben de la Ensenada de Barcelona.

6.3.- DISCUSIÓN REGIONAL

6.3.1.- Fases de deformación

La existencia de dos fases de deformación frágil a nivel regional, desde el Mioceno hasta tiempos presentes, ha sido un tema discutido por diversos autores, (entre ellos, DÍAZ, 1982; AUDEMARD, 1984; SOULAS, 1985, BELTRÁN & GIRALDO, 1989; BLANCO & GIRALDO, 1992); quienes en general, proponen una primera fase de deformación distensiva, y la segunda de tipo compresiva.

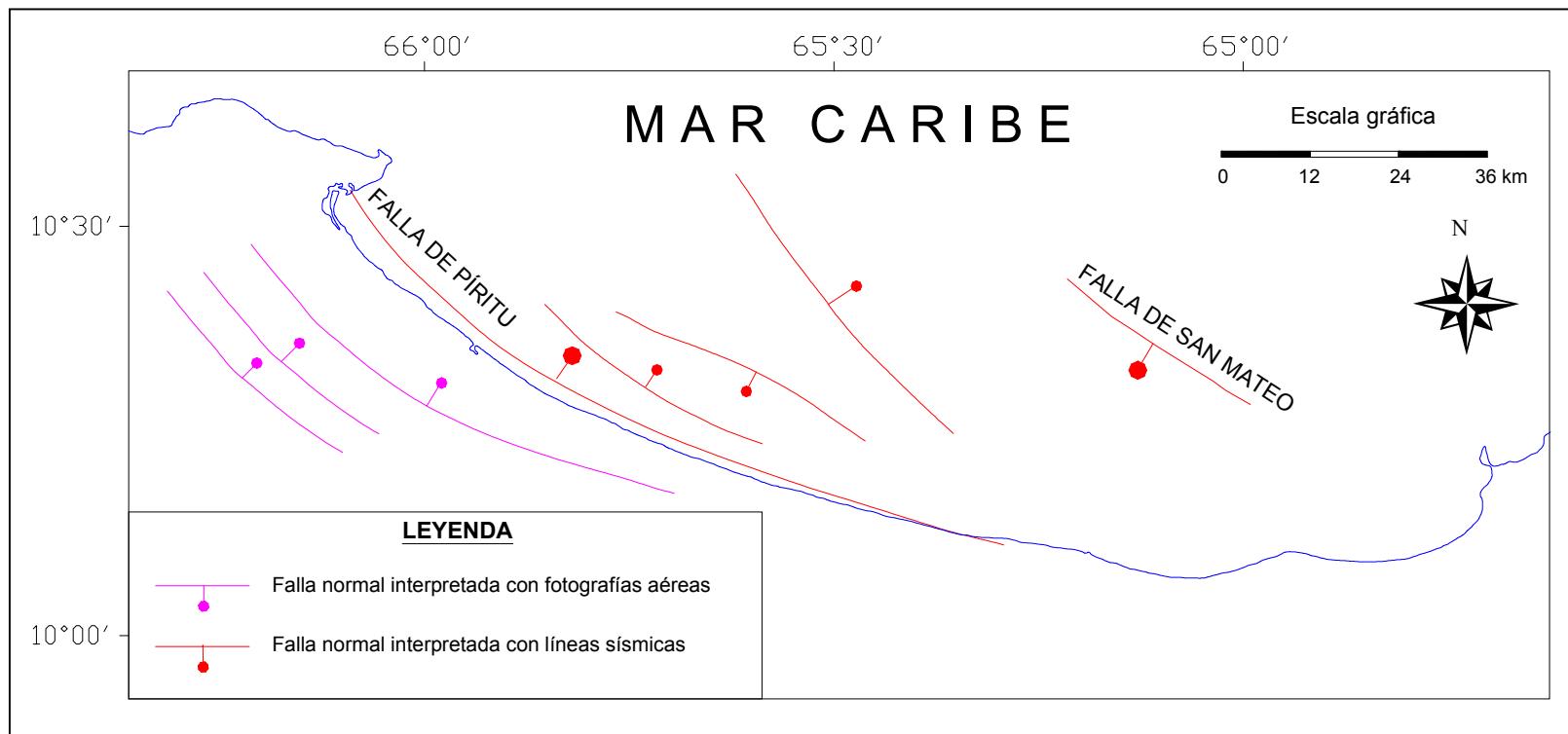


FIGURA 6.39. Mapa estructural de la Plataforma de Unare y la Cuenca de Barlovento.

AUDEMARD (1984) realizó el estudio tectónico de la Cuenca de Ocumare del Tuy, determinando la existencia de dos fases de deformación, cuyos tensores de esfuerzo son muy similares a los obtenidos en el presente trabajo para la Cuenca de Barlovento. De igual forma, BRAVO & VILAS (2002) en su estudio microtectónico en el estado Vargas, obtuvieron dos familias de estrías sin lograr una distinción de edad. Por otra parte, en el mismo estado Vargas, en la quebrada San José de Galipán, se observan planos de fallas con dos direcciones de estrías, en los cuales, se pudo determinar según leyes de corte, que las estrías sub-verticales se generaron antes que las estrías sub-horizontales.

El presente trabajo demuestra la existencia de dos fases de deformación frágil para la Cuenca de Barlovento, lo cual, en conjunto de los trabajos previos en otras áreas, reafirma la generación de estas dos fases de deformación para la región nор-central de Venezuela desde el Mioceno hasta tiempos recientes.

Todos los autores antes citados, coinciden en que la primera fase de deformación es de tipo distensiva, generando un sistema de fallas normales sin-sedimentarias. AUDEMARD (*op. cit.*) añade que este sistema tiene orientación N50°W-N60°W, producto de un tensor de esfuerzos donde σ_3 es sub-horizontal y orientado NE, mientras que σ_1 es sub-vertical. Los resultados obtenidos en este trabajo, coinciden con los obtenidos por AUDEMARD (*op. cit.*) y añaden una posible extensión radial para la Cuenca de Barlovento.

Por otra parte, la segunda fase de deformación es de tipo compresiva y con un esfuerzo máximo (σ_1) orientado NNW-SSE (DÍAZ, 1982; AUDEMARD, 1984; SOULAS, 1985, BELTRÁN & GIRALDO, 1989; BLANCO & GIRALDO, 1992), sin embargo, el presente trabajo, propone que para la Cuenca de Barlovento, esta fase de deformación es de tipo transcurrente, ya que el vector de esfuerzo intermedio (σ_2) se encuentra en posición sub-vertical, y se mantiene la misma orientación NNW-SSE para σ_1 .

6.3.2.- Relación tectónica de la Plataforma de Unare con la Cuenca de Barlovento

Del análisis de las líneas sísmicas en la Plataforma de Unare y de la Cuenca de Barlovento, se determina la existencia de un graben en la Plataforma de Unare, el cual está limitado en su extremo oriental por la falla de San Mateo y en el occidental por la falla de Píritu. Este graben también fue propuesto por BLANCO & GIRALDO (1992) en su estudio de la Cuenca Tuy-Cariaco.

Partiendo de las relaciones cronológicas así como de los espesores de las secuencias estratigráficas tanto de la Plataforma de Unare como de la Cuenca de Barlovento, se plantea que el Semi-graben determinado para la región de Barlovento, pertenece a la parte occidental del graben de la Ensenada de Barcelona.

Por lo tanto, durante la primera etapa de tectónica distensiva, se generó el Graben de la Ensenada de Barcelona, el cual tiene orientación preferencial NW-SE, cuyas prolongaciones occidentales generaron la apertura del Semi-graben de Barlovento.

Posteriormente, hubo un cambio geodinámico en la región nor-central de Venezuela, en donde se activa una tectónica transcurrente, siendo la Cuenca de Barlovento levantada de oeste a este y las fallas pre-existentes fueron reactivadas por la transtensión del sistema de fallas de La Victoria, el cual tiene su terminación hacia la zona de Carenero.

6.3.3.- Marco geodinámico

SOULAS (1985) explica que el régimen más reciente de deformación crustal, empieza cerca del límite Plio-Pleistoceno, cuando se estableció la geometría del actual borde meridional de la placa Caribe. El régimen tectónico inmediatamente anterior era netamente distinto del actual, pues las fallas normales sin-sedimentarias dominaban, por lo menos en las regiones norcentral y nororiental del país. A esta

penúltima tectónica correspondía una geometría diferente del límite Caribe-Suramérica.

PINDELL & BARRETT (1990) proponen en la evolución del sistema Caribe, el desarrollo de zonas de límites rumbo-deslizantes en el Caribe septentrional y meridional, asociados con la migración al este de la Placa del Caribe.

AUDEMARD & GIRALDO (1997) establecen que el actual límite meridional de la placa Caribe, es un límite joven en la evolución geodinámica cenozoica de la placa Caribe, durante su paso progresivo hacia el este con respecto a América del Sur. Los autores evidencian la orogénesis responsable de la formación de la cadena andina venezolana, limitada al Plio-Cuaternario, con la profundización del Graben de Jambelí desde el comienzo del Plioceno. La activación de este límite actual está asociado a la suturación del arco panameño contra la previa fachada occidental de la placa de América del Sur. Dicha suturación es además responsable de la expulsión hacia el norte del bloque de Maracaibo, limitado por las fallas de Santa Marta-Bucaramanga y Boconó, y a su vez de la subducción de la cuenca de Venezuela por debajo del norte de Colombia y del noroeste de Venezuela, a nivel de las Antillas holandesas.

Además proponen que dicho límite era inicialmente más simple y rectilíneo, el cual estaba constituido por las fallas de Oca-Ancón, San Sebastián y El Pilar y que la edad de iniciación de la transcurriencia dextral ocurre próximo al límite Mioceno Temprano-Medio.

AUDEMARD (2002) propone que las cuencas septentrionales de Venezuela, resultan no de un proceso distensivo local, sino de uno más regional: colapso dentro de un orógeno. Siendo este colapso orogénico vinculado al cambio geodinámico mayor registrado a lo largo de todo el norte de Venezuela ocurrido aproximadamente hace 17-15 Ma (cuando la transcurriencia dextral mayor se activa).

Como es de notar, bajo los modelos antes expuestos, se plantea un cambio geodinámico para el Mio-Plioceno, provocado por la activación mayor de la

transcurrencia dextral del límite meridional de la placa Caribe, que bien para el modelo de AUDEMARD & GIRALDO (1997) este cambio geodinámico es generado por la colisión del arco de Panamá con la placa Suramericana, generando la cuenca Graben de Jambelí por el acoplamiento de estas dos placas (F. Audemard, com. pers. 2002), provocando así la expulsión del bloque de Maracaibo, con lo cual se activa la falla de Boconó como límite meridional de la placa Caribe.

Al ocurrir este tipo de cambios geodinámicos, es posible que ocurran procesos de “relajación del sistema”, en donde, por la activación y desactivación de ciertos sistemas de fallas, el marco geodinámico regional sufra un “descanso” mientras los esfuerzos tectónicos vuelven a ser repartidos bajo la nueva configuración, generando de esta manera, estructuras distensivas a nivel regional. El graben de la Ensenada de Barcelona podría ser una estructura generada por el mecanismo antes expuesto.

7.- GEOLOGÍA HISTÓRICA

La historia geológica de la Cuenca de Barlovento comienza en el Mioceno Medio con la depositación de las facies dulces y salobre de la Formación Aramina sobre las rocas metamórficas de edad pre-Oligoceno, en el extremo occidental de la actual cuenca. Esta sedimentación consistió en conglomerados basales, lutitas grises intercaladas con areniscas estratificadas.

Movimientos verticales pre-Pliocenos, producto de los procesos orogénicos de la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior, bascularon los sedimentos recién depositados hacia el sur.

En el Mioceno Tardío, se generó la primera fase de deformación frágil, en la que la región nor-central de Venezuela, sufrió una tectónica distensiva. Este evento generó el Graben de la Ensenada de Barcelona, así como la apertura de la Cuenca de Barlovento, al occidente de éste Graben, depositándose los conglomerados basales de la Formación Aramina.

Con la profundización del Graben de la Ensenada de Barcelona, la Cuenca de Barlovento también subside, provocando el avance progresivo de la línea de costa sobre la plataforma de Barlovento, siendo los ambientes de deposición para ésta marino somera, mientras que para la Plataforma de Unare, marino profundo.

Bajo estas condiciones, se depositó la facies marino somera de la Formación Aramina, abarcando todo el Plioceno.

Para el Plioceno Tardío, ocurrió un cambio en el régimen tectónico, lo que produjo el levantamiento progresivo de la Cuenca de Barlovento de oeste a este, con lo que la línea de costa retrocedió progresivamente (ver **Figura 7.1**).

Junto con la retirada del mar, la cuenca fue basculada hacia el sur nuevamente, producto del continuo levantamiento de la Cordillera de la Costa. En consecuencia, la cuenca quedó expuesta a procesos erosivos, y los ambientes continentales dominaron la región de Barlovento para el Pleistoceno Temprano.

En esta época geológica, se depositaron los conglomerados y areniscas de la Formación Caucagua, los cuales, al igual que las unidades inferiores, fueron basculados hacia el sur.

Para el Pleistoceno medio, se depositaron los conglomerados rojizos de la Formación Mamporal, los cuales también son de ambiente continental.

Post-Pleistoceno medio, ocurrieron eventos de *slumping* en la parte central de la cuenca. Además, los procesos erosivos afectaron más la región septentrional que la meridional, lo cual continua hasta el Reciente.

En la actualidad, aún persiste la actividad tectónica de la cuenca, tal como lo indican las evidencias geomorfológicas, tectónicas y sismológicas. Los sedimentos aluvionales dominan los cauces de los ríos y quebradas en la región central de Barlovento.

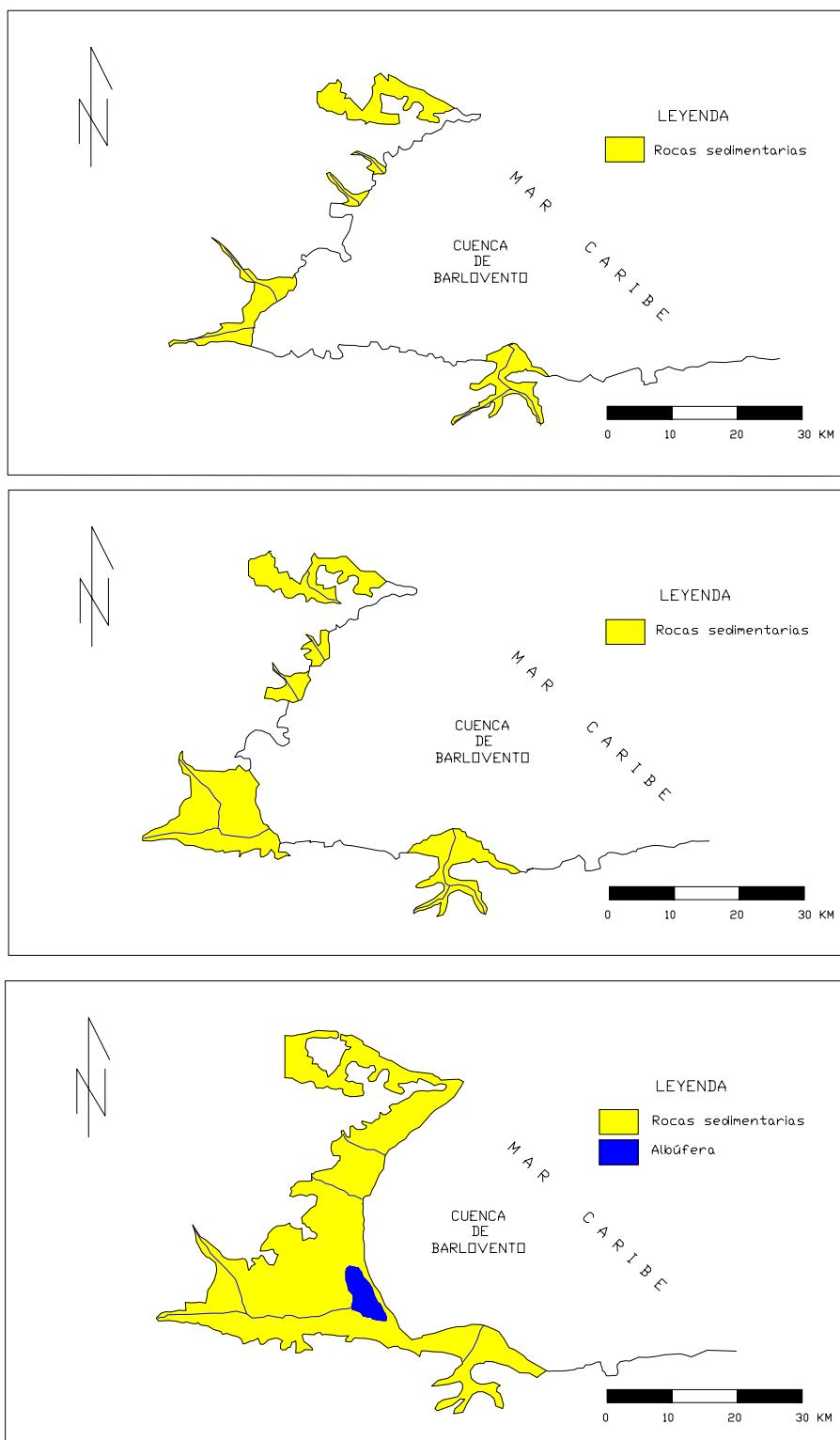


FIGURA 7.1. Esquema evolutivo de la Cuenca de Barlovento.

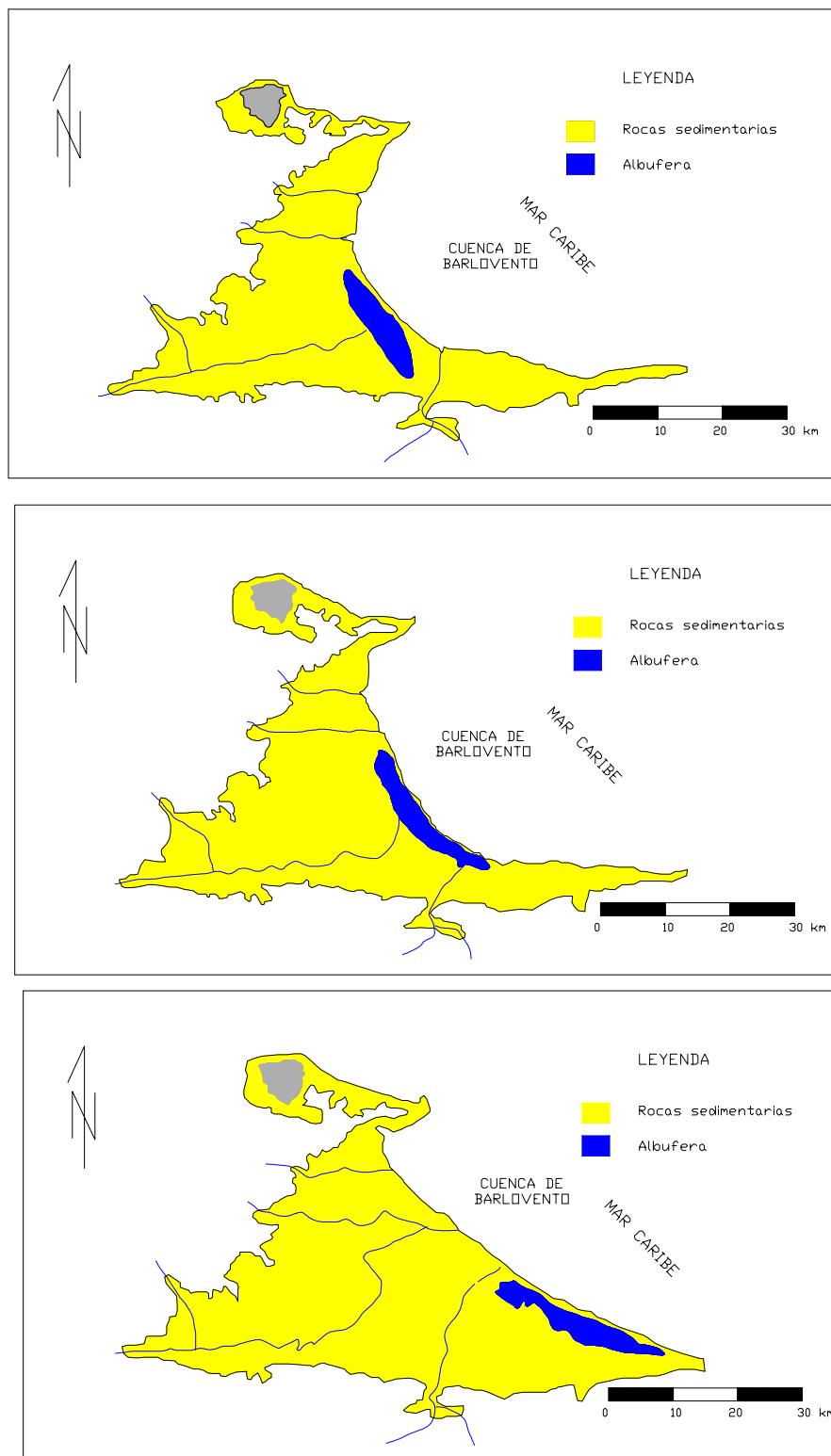


FIGURA 7.1. Continuación...

8.- CONCLUSIONES

La Cuenca de Barlovento constituye una unidad deprimida, limitada por la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior en sus partes septentrional y meridional, respectivamente. Las unidades litoestratigráficas que conforman el relleno sedimentario de esta cuenca la conforman las formaciones Aramina, Caucagua y Mamporal.

La Formación Aramina se extiende desde el pueblo de Carenero hasta Aragüita, en forma de banda sub-paralela al borde septentrional de la cuenca. Presenta como litología característica conglomerados de guijarros en la base de la sección y, por encima, lutitas grises en abundancia, areniscas de grano fino, limolitas de color marrón claro y calizas fosilíferas. Descansa sobre el basamento metamórfico en discordancia y en el tope hay otra discordancia angular inferida con la Formación Caucagua. El espesor mínimo es de 1450 m. El contenido faunal –moluscos y foraminíferos– sugiere una sedimentación de agua dulce a salobre en el extremo occidental, marina somera para el centro y marina un poco más profunda para el nor-oriente. De igual forma, el análisis de la fauna indica que la formación es de edad Mioceno Medio–Plioceno Tardío.

Entre las formaciones Carenero y La Cumaca, con respecto a la Formación Aramina, no se encontró diferencia litológica en las secciones levantadas.

La Formación Caucagua se extiende en forma de banda sub-paralela a la Formación Aramina y en posición más axial dentro de la cuenca, desde Curiepe hasta Aragüita. Se caracteriza por la abundancia de lutitas grises, conglomerados rojizos de guijarros y areniscas y limolitas masivas. Descansa sobre la Formación Aramina en discordancia angular y en el tope hay otra discordancia de bajo ángulo con la Formación Mamporal. Se establece un espesor mínimo de 540 m. La litología es típica de ambiente fluvial y es estéril. Por relación estratigráfica, se infiere que la Formación es de edad Pleistoceno Temprano

La Formación Mamporal se distribuye por toda la cuenca y sus afloramientos no tienen continuidad lateral ni vertical. Se caracteriza por conglomerados rojizos con clastos de tamaño peña y peñón, arcillas poco compactas y algunas areniscas también de color rojo. Yace en discordancia angular sobre las formaciones Aramina y Caucagua y no se observa tope. El espesor observado es de 15 m, medidos en la sección tipo ubicada en Tacarigua de Mamporal. La litología, al igual que la Formación Caucagua, es propia de ambiente continental fluvial, por lo que no tiene contenido fósil. La edad, por relación estratigráfica, es Pleistoceno medio.

El espesor del relleno sedimentario en la Cuenca de Barlovento es menor al de la Plataforma de Unare. El espesor estimado para Barlovento es de 2100 m, mientras que para la Plataforma de Unare, el espesor es de 2500 m aproximadamente, indicando que el espacio de acomodo en la Plataforma era mayor que en la Cuenca. Este hecho constituye una evidencia indirecta de la existencia de la falla de Píritu.

Se determinó, que la Cuenca de Barlovento, en su parte septentrional está controlada por un sistema de fallas de orientación NE-SW, las cuales pertenecen al sistema de fallas de La Victoria, mientras que la parte meridional no presenta control tectónico, sino sedimentario.

Se demostró que la Cuenca de Barlovento, ha sufrido al menos dos fases de deformación frágil:

- La primera fase de deformación comenzó en el Mioceno Tardío y terminó a finales del Plioceno Temprano; se generó bajo un régimen distensivo, siendo caracterizada por un estado de esfuerzos donde σ_1 estaba en posición vertical, σ_2 y σ_3 orientados al SE-NW y NE-SW, respectivamente, generando un sistema de fallas normales sin-sedimentarias de orientación NW-SE en extensión radial, expresado con la depositación de la facies marino somera de la Formación Aramina.

- La segunda fase, es de tipo transcurrente, caracterizada por fallamiento post-sedimentario con orientaciones variables (NW-SE, NE-SW y NNE-SSW), la cual comenzó en el Plioceno Tardío y que aún está presente. El tensor de esfuerzos de esta fase se caracteriza por estar σ_2 en posición vertical, σ_1 orientado NNW-SSE a N-S y σ_3 ENE-WSW a E-W. Además, esta fase levanta la Cuenca de Barlovento de oeste a este, provocando la depositación del ciclo regresivo de la Formación Aramina, hasta colmatar. Es a partir de este momento que dominan los ambientes continentales.

El cambio de la primera a la segunda fase de deformación, ocurrió a partir de una permutación de los vectores de esfuerzo σ_1 y σ_2 , además de una rotación aproximada de 40° en sentido horario del nuevo esfuerzo σ_1 , que se estima que ocurrió en el Plioceno Tardío para la Cuenca de Barlovento.

El graben de la Ensenada de Barcelona se generó en el Mioceno Tardío, bajo la primera fase de deformación frágil de la región nor-central de Venezuela.

El modelo genético propuesto para la Cuenca de Barlovento, es el de una cuenca Semi-graben, la cual pertenece a la parte occidental del Graben de la Ensenada de Barcelona.

Se encontraron evidencias geomorfológicas significativas para determinar la existencia del sistema de fallas de Píritu. Además, los tensores de esfuerzos, las zonas de dilatación y compresión obtenidos, y los mecanismos focales encontrados, sustentan aún más la existencia de este sistema de fallas.

9.- RECOMENDACIONES

Realizar la identificación de los fragmentos de peces encontrados en la Formación Aramina, con el fin de realizar un refinamiento de los paleoambientes. Además, realizar la identificación de los fragmentos de peces hallados en la Formación Siquire en la Cuenca de Ocumare del Tuy, para así poder establecer algunas posibles conexiones ambientales entre ambas cuencas.

Utilizar otros métodos de datación (métodos radiométricos y palinología) para realizar una mejor afinación en las edades de las formaciones geológicas cuaternarias.

Se sugiere eliminar la nomenclatura de las formaciones La Cumaca y Carenero, ya que a criterio de los autores, no tienen diferencias litológicas resaltantes con la Formación Aramina. La Formación La Cumaca en su sección tipo, que es la quebrada La Cumaca (actualmente quebrada Casupo), presenta facies litológicas similares a las de la Formación Aramina y no se toma en cuenta que la fauna sea de aguas dulces o salobres. En todo caso, constituye dentro de la Formación Aramina una facies salobre, tal como lo propuso URBANI (1977).

Con la Formación Carenero el caso es parecido, BERMÚDEZ (1966) la define a partir del contenido fósil y no define extensión geográfica ni contactos. Las facies litológicas son de ambiente marino un poco más profundo, pero conservan características litológicas similares de la Formación Aramina.

APÉNDICE A. ALGUNOS MÉTODOS DE ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

A.1.- VENAS

Las venas son cuerpos tabulares de minerales producto de precipitación química o fluidos. Las venas de reemplazamiento tienen minerales precipitados que químicamente reemplazan una roca caja (ver **Figura. A.1.a**). Las venas dilatacionales tienen minerales que fueron precipitados en fracturas preexistentes o en propagación (ver **Figura A.1.b**). (HANCOCK, 1994).

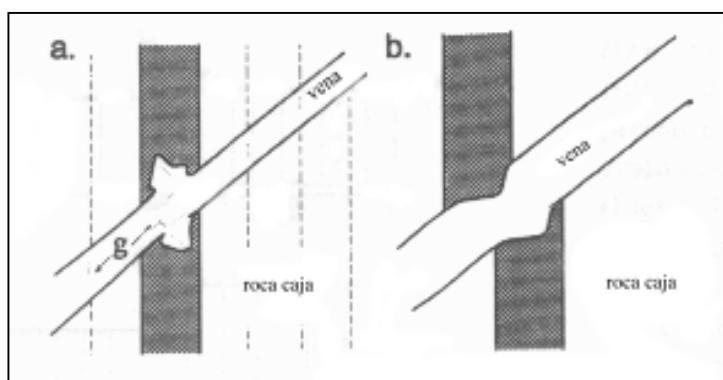


FIGURA A.1. (a) Vena de reemplazamiento con paredes irregulares de diferente solubilidades químicas. (b) Venas dilatantes (Modificado de HANCOCK, 1994).

No todas las venas pueden ser empleadas para análisis de paleoesfuerzos; hay que tener en cuenta el tipo de fábrica presente. HANCOCK (*op. cit.*) propone que las venas con minerales de textura masiva o granular con granos de forma irregular no sirven como un indicador cinemático o de paleoesfuerzos para el fracturamiento. Por otra parte, los minerales fibrosos paralelos sí pueden ser empleados con este fin, ya que la dirección de crecimiento de las fibras puede ser paralela a la dirección de apertura de la vena durante su precipitación y las fibras curvadas indican rotación del campo de deformación o cizallamiento durante su formación (DAVIS, 1984; DURNEY & RAMSAY, 1973; HANCOCK, *op. cit.*; HATCHER, 1995; SPENCER 1991)

Según la forma de crecimiento de la vena, se distinguen tres tipos principales de fibras (DURNEY & RAMSAY, 1973; HANCOCK, 1994; HATCHER, 1995; SPENCER, 1991.):

Fibras Sintaxiales, las cuales crecen en continuidad óptica en las paredes de la vena, se encuentran en la parte central, y las partes más viejas de la fibra están adyacentes a las paredes de la vena (HATCHER, 1995.) (ver **Figura A.2.a**). Según SPENCER (1991), las fibras consisten de minerales los cuales son composicionalmente idénticos a las paredes de la roca caja, además que estas fibras son teóricamente simétricas con respecto a una línea media y debido a que las fibras crecen en una apertura establecida, ellas tienden a ser limpias y a contener algunos fragmentos de la roca caja.

Fibras Antiaxiales, crecen de forma incremental del centro de la vena hacia las paredes, carecen de una parte central y no son continuas con las paredes de la roca caja (HANCOCK, *op. cit.*) (ver **Figura A.2.b**). SPENCER (*op. cit.*) propone que este tipo de fibras consiste de minerales de diferente composición a los de la roca caja, por lo tanto tienen poco control en la orientación cristalográfica de las fibras. Ellas son generalmente responsables de desarrollar un proceso cíclico de “crack-seal”.

El proceso de “*crack-seal*” descrito por RAMSAY (1980), consiste en lo siguiente: la acumulación de deformación elástica domine la fractura, difusión y/o transferencia de masa (DSMT) y precipitación de minerales en la fractura, la cual sella la apertura permitiendo la repetición del proceso. Cada apertura está asociada con un surco de inclusiones.

El tercer tipo de fibra, son las *Fibras Compuestas*, las cuales consisten en una combinación de los tipos sintaxial y antiaxial (ver **Figura A.2.c**). SPENCER (*op. cit.*) propone que este tipo de fibras debe estar conformada por dos especies minerales diferentes.

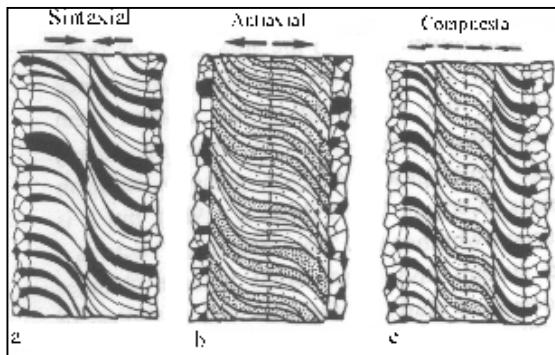


FIGURA A.2. Tipos de fibras sin-tectónicas. (a) Sintaxial, (b) Antiaxial, (c) Compuesta. (Modificado de SPENCER, 1991).

A.2.- ANÁLISIS DE POBLACIONES DE FALLAS

Con la finalidad de generar modelos dinámicos de una región, diversos autores (ANGELIER, 1979; ETCHECOPAR *et. al.*, 1981; LISLE, 1987; RECHES, 1983, 1987; entre otros) han propuesto variadas metodologías para, a partir de datos de campo, obtener cuantificaciones y/o relaciones tanto espacial como numérica de los esfuerzos que actúan (o actuaron) en un lugar determinado.

CASAS *et. al.* (1990) propone que los métodos de análisis de paleoesfuerzos pueden ser clasificados en cuatro tipos según su modelo utilizado: (1) Modelo de fallas conjugadas de Anderson, (2) Método geométrico-cinemático, (3) Métodos dinámicos basados en la ecuación de Bott y (4) Métodos basados en el modelo de Reches. Por otra parte, y de manera más simplificada MERCIER & VERGELY (1999) proponen que estos métodos de análisis pueden ser resumidos en dos tipos: los métodos gráficos y los numéricos.

Modelo de ANDERSON (1951)

DAVIS (1984) menciona que ANDERSON (1951) reconoció que las propiedades de las direcciones de esfuerzos principales, en combinación con la ley de fractura de Mohr-Coulomb, sólo requiere que fallas normales, inversas o transcurrentes se formen en o cerca de la superficie de la tierra. Considerando la tierra como una esfera

perfecta. ANDERSON (1951) razonó que la discontinuidad entre aire y suelo en cualquier punto de la superficie de la tierra es un plano a lo largo de la cual el esfuerzo cizallante es cero.

Según MERCIER & VERGELY (1999), Anderson sugirió que las fallas pueden ser interpretadas por un modelo mecánico simple de ruptura por cizallamiento. Como la superficie de la tierra es una superficie libre que no transmite el esfuerzo tangencial τ , es por definición un plano principal y por tanto, el esfuerzo vertical es un esfuerzo principal. En primera instancia, se puede considerar que los otros dos esfuerzos principales se encuentran en el plano horizontal.

Por otra parte, HATCHER (1995) menciona que las suposiciones hechas por ANDERSON (1951) son: (1) la corteza fue inicialmente intacta y no fracturada; (2) una dirección de esfuerzo principal es vertical; (3) los otros dos esfuerzos principales, los cuales son perpendiculares al primero y a cada uno, deben ser horizontales y probablemente mantener una orientación constante por miles o millones de años; y (4) las fuerzas deben balancearse a cada una en un cuerpo en equilibrio.

Siguiendo las suposiciones antes mencionadas, Anderson sugiere tres posibilidades de desviación de condiciones de esfuerzos litostático (HATCHER, 1995):

1. Esfuerzos principales σ_1 y σ_2 son horizontales. El último esfuerzo principal σ_3 es vertical, y el buzamiento del plano de falla será cercano a 30° (ver **Figura A.3**).
2. Esfuerzos máximo y mínimo σ_1 y σ_3 son horizontales, lo que implica que el esfuerzo intermedio σ_2 es vertical y que el plano de falla tendrá buzamiento cercano a la vertical (ver **Figura A.4**).
3. Esfuerzo principal σ_1 es vertical. Por lo tanto, el plano de falla buzará cerca de 60° (ver **Figura A.5**).

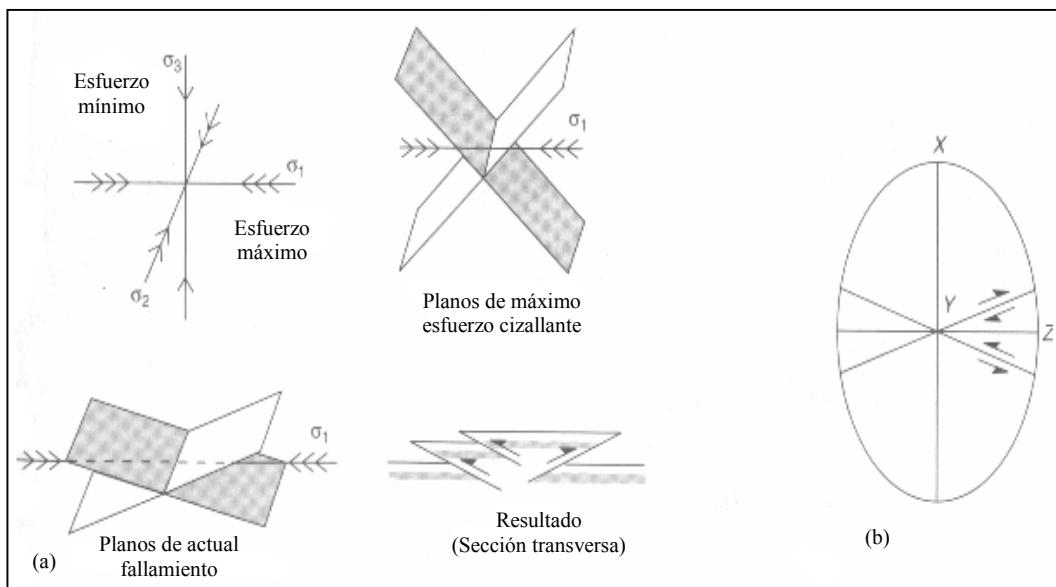


FIGURA A.3. (a) Orientación de los esfuerzos principales para fallas inversas. (b) Configuración del elipsoide de deformación para fallas inversas. Nótese que Y es horizontal y perpendicular al plano de la hoja. Vista paralela al rumbo de las fallas. (Modificado de HATCHER, 1995).

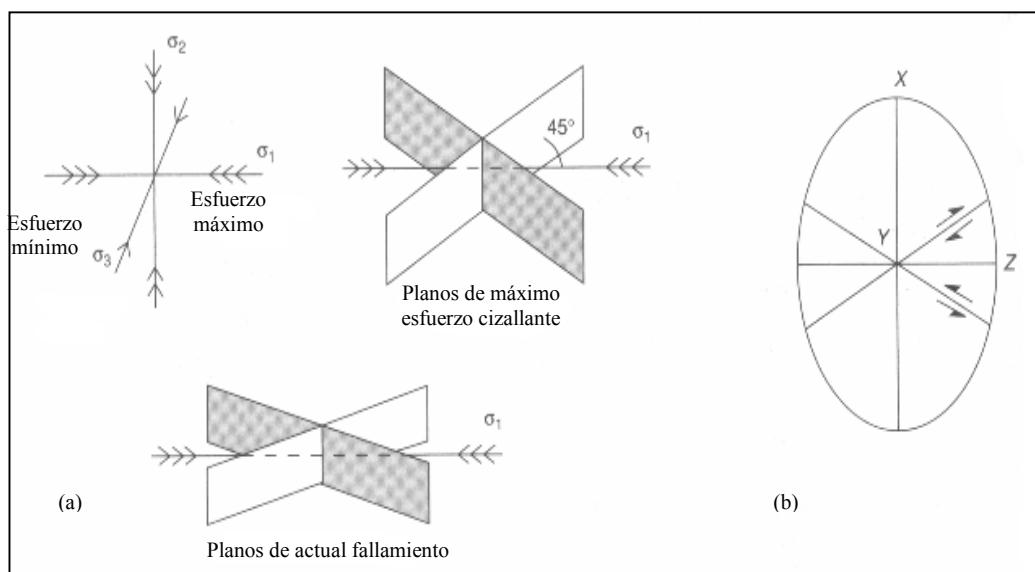


FIGURA A.4. (a) Orientación de los esfuerzos principales para fallas transcurrentes. (b) Configuración del elipsoide de deformación para fallas transcurrentes. Y es vertical (en la corteza) y orientado perpendicular a la página. Vista de planta. (Modificado de HATCHER, 1995).

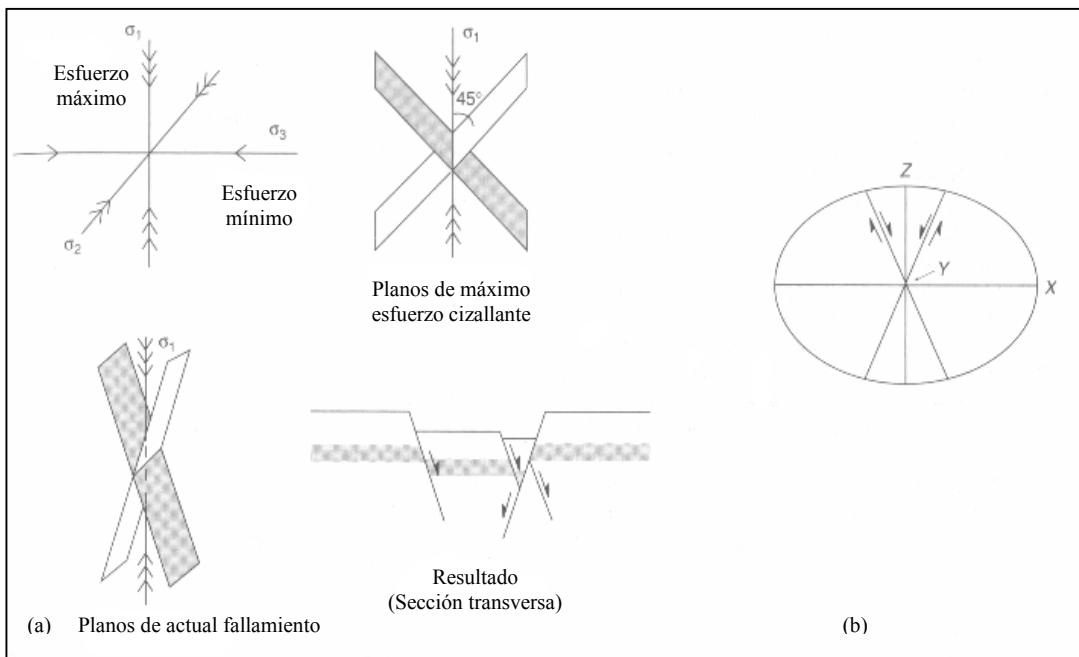


FIGURA A.5. (a) Orientación de los esfuerzos principales para fallas normales. (b) Configuración del elipsoide de deformación para fallas normales. Y es horizontal y perpendicular a la página. Vista paralela al rumbo de las fallas. (Modificado de HATCHER, 1995).

Método de ANGELIER (1979)

Para emplear esta metodología, se debe asumir que cada población de fallas medidas corresponden 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 **Figura A.6**). Todos los diagramas son realizados en proyección de Schmidt en el hemisferio inferior.

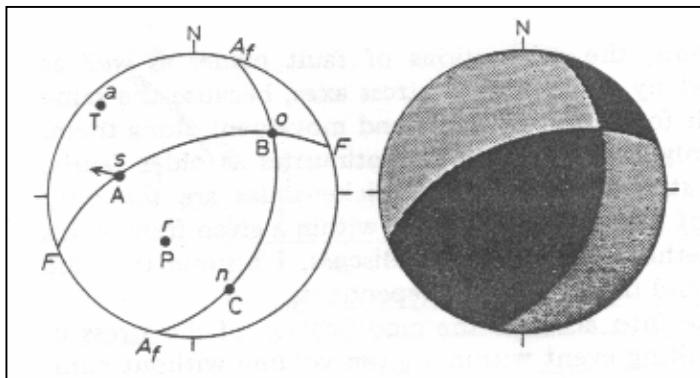


FIGURA A.6. Mecanismo focal. Nomenclatura dada para cada eje o vector tanto para sismólogos como para autores en tectónica. F -plano de falla; A_f - plano auxiliar; C o n es perpendicular a F , A o s es estría; B u o es perpendicular a A y C . P (r) y T (a) son ejes de “Presión” y “Tensión” de mecanismos 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-sinestral. (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, N_1 debe estar en la parte común de todos los P-diedro, mientras N_3 está en la parte común de todos los T-diedros.

Método de Lisle (1987)

Este método basado en la Ley de BOTT (1959), quien ha mostrado que la línea de máximo esfuerzo cizallante dentro de un plano puede ser determinado si la orientación del plano relativo a los tres principales ejes de esfuerzos y la relación de los diferentes esfuerzos principales es conocido.

Basado además en MCKENZIE (1969), quien demostró que los esfuerzos máximos y mínimos (σ_1 y σ_3) están confinados dentro de los límites de diedros rectos por el plano de falla y un segundo plano imaginario el cual es perpendicular a la falla y a la dirección de máximo esfuerzo cizallante.

LISLE (1987) basado en ecuaciones de cosenos directores de los esfuerzos, plantea que cuando el esfuerzo es en compresión axial ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$) el plano que contiene a la normal al plano de falla y la dirección de máximo esfuerzo cizallante (plano denominado SN) es paralelo al eje σ_1 . En cambio, cuando el esfuerzo es extensión axial ($\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$), el plano SN adquiere actitud paralelo a σ_3 .

CASAS *et. al.* (1990) menciona que este método es una mejora del método de ANGELIER (1979), en donde plantea la introducción de dos condiciones adicionales que deben ser tenidas en cuenta a la hora de determinar las posiciones más probables de los ejes principales de esfuerzos: (1) ambos ejes deben ser perpendiculares y (2) deben estar contenidos en parejas opuestas de diedros que, para cada falla, quedan definidas por su plano y por el plano de movimiento SN. La combinación de estos dos criterios junto con el de los diedros rectos lleva a precisar la posición de los ejes de compresión y extensión (ver **Figura A.7**).

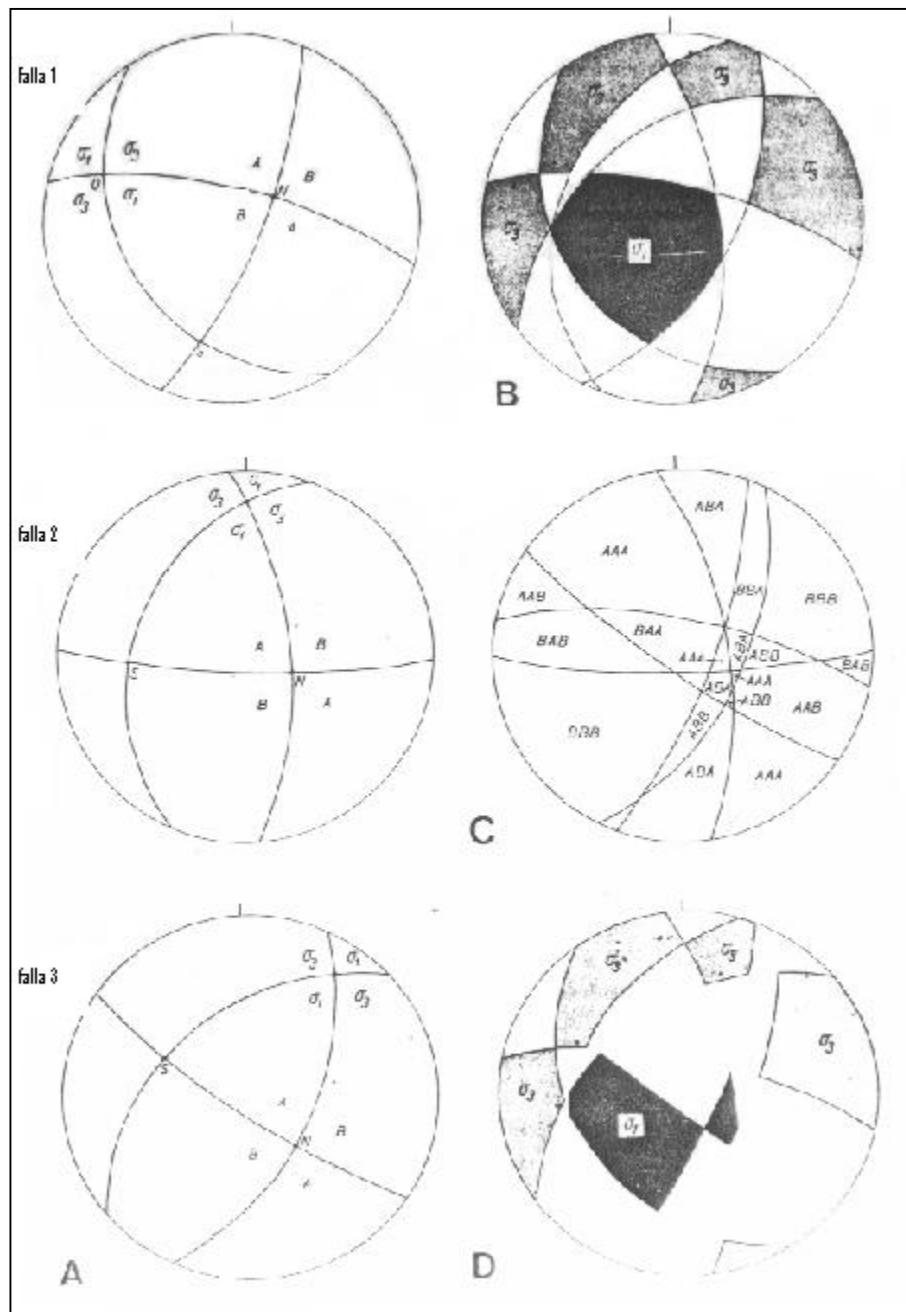


FIGURA A.7. A. Data proveniente de tres fallas con direcciones de movimiento S , y normales N . B. Los campos calculados de σ_1 y σ_3 usando el método de los diedros de ANGELIER & MECHLER (1978). C. Áreas definidas con referencia a los diedros A y B de las tres fallas. D. Solución para los posibles campos de σ_1 y σ_3 usando el método de los diedros A y B (Tomado de CASAS *et. al.*, 1990).

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.*) indican 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 una 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.

Método de RECHES (1987)

Este análisis está basado en dos limitantes: primero, el deslizamiento a lo largo de una falla ocurre en la dirección de máximo esfuerzo cizallante, y segundo, las magnitudes de los esfuerzos cizallantes y normales en la falla satisface el criterio de Coulomb. Este método provee las orientaciones y magnitudes de los esfuerzos principales y restringe el coeficiente de fricción y cohesión de las fallas.

Para determinar el tensor de esfuerzo, se realizan las siguientes suposiciones:

1. El deslizamiento a lo largo de una falla ocurre en la dirección de máximo esfuerzo cizallante, o equivalente, normal a la dirección de esfuerzo cizallante igual a cero.
2. Las magnitudes de los esfuerzos cizallantes y normales en la falla satisfacen el criterio de Coulomb,
3. El evento de deslizamiento ocurrió bajo relativas condiciones uniformes: la cohesión y fricción de las fallas medidas pueden ser representadas por sus valores principales, y las fallas fueron activadas bajo un estado uniforme de esfuerzos.

Los cálculos proveen un conjunto de tensores de esfuerzos, cada uno de ellos es el tensor que mejor se ajusta para un coeficiente de fricción dado. El ángulo entre eje de deslizamiento observado y el predicho es calculado y es considerado como un estimado del grado de error de la solución. La persona selecciona el tensor más acorde por considerar tanto un coeficiente razonable de fricción y un bajo grado de error.

APÉNDICE B.- ALGUNOS MODELOS ESTRUCTURALES

B.1.- CUENCAS GRABEN

Un Graben involucra dos fallas normales las cuales buzan una contra la otra, con un bloque deprimido en el medio. Un Semi-graben es un bloque limitado por una falla normal de un lado, en el otro lado, se transforma a un pliegue suave. (HATCHER, 1995).

Los Grabens y Horsts se forman por el alargamiento (extensión) horizontal de la corteza terrestre (MERCIER & VERGELY, 1999).

HATCHER (*op. cit.*) explica que diversos modelos fueron propuestos en las décadas de 1970 y 1980 para explicar la extensión regional cortical (ver **Figura B.1**). Los modelos han sido desarrollados involucrando uno de estos mecanismos: 1) extensión simétrica en cizalla pura, el cual es una aplicación del modelo de McKenzie; 2) extensión asimétrica involucrando cizalla simple y un despegue principal el cual corta la litósfera entera (WERNICKE, 1985); y 3) extensión asimétrica en cizalla simple involucrando delaminación de la litósfera (LISTER *et. al.*, 1986).

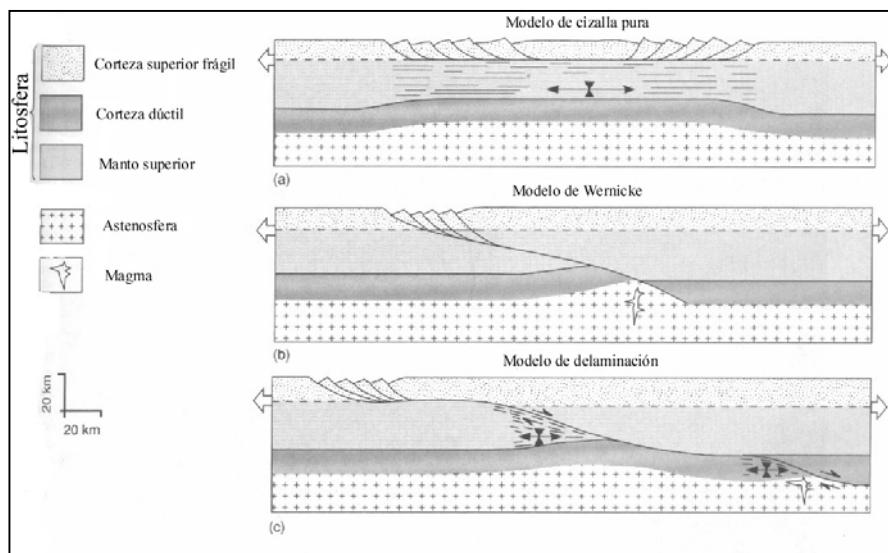


FIGURA B.1. Tres modelos de extensión de corteza continental. (a) Modelo de cizalla pura de McKenzie; (b) Modelo de Wernicke; (c) Modelo de delaminación (Tomado de Hatcher, *op. cit.*).

El modelo de extensión simétrica explica el adelgazamiento de la corteza pero no la geometría asimétrica de algunas regiones extendidas. Este modelo fue indudablemente basado en los *rifts* simétricos y las dorsales centro oceánicas. (HATCHER, 1995).

B.2.- MODELO DE WILCOX *et. al.* (1973)

WILCOX *et. al.* (1973) explican que las fallas trascurrentes se forman en respuesta a una cupla cizallante dentro de la corteza terrestre. La cizalla simple resulta de los movimientos de los bloques corticales en direcciones opuestas paralelo a sus límites adyacentes. Como consecuencia de tales desplazamientos paralelos, esfuerzos compresionales y extensionales son generados en los sedimentos superiores.

Para generar su modelo, tomó dos tablas unidas por un tornillo sin fin, colocó una capa de arcilla sobre las tablas, dibujó una serie de círculos como referencia en la arcilla, y girando el tornillo sin fin, generó una cupla cizallante a lo largo del borde de las tablas, de esta manera observó las deformaciones ocurridas en la arcilla.

Concluyendo, obtuvieron que los patrones básicos generados por cizallamiento, son: 1) pliegues *en échelon* inclinados a un bajo ángulo con la cizalla principal; 2) fallas transcurrentes conjugadas, incluyendo fallas sintéticas inclinadas a un bajo ángulo con la cizalla principal pero en dirección opuesta a los pliegues (conocidas como Riedels sintéticos), y fallas antitéticas casi perpendiculares a la cizalla principal (conocidas como Riedels antitéticos); 3) la falla principal cizallante, sub o paralela a la zona de cizalla; y 4) fallas normales o grietas de tracción orientadas perpendicular a los ejes de los pliegues (ver **Figura B.2**).

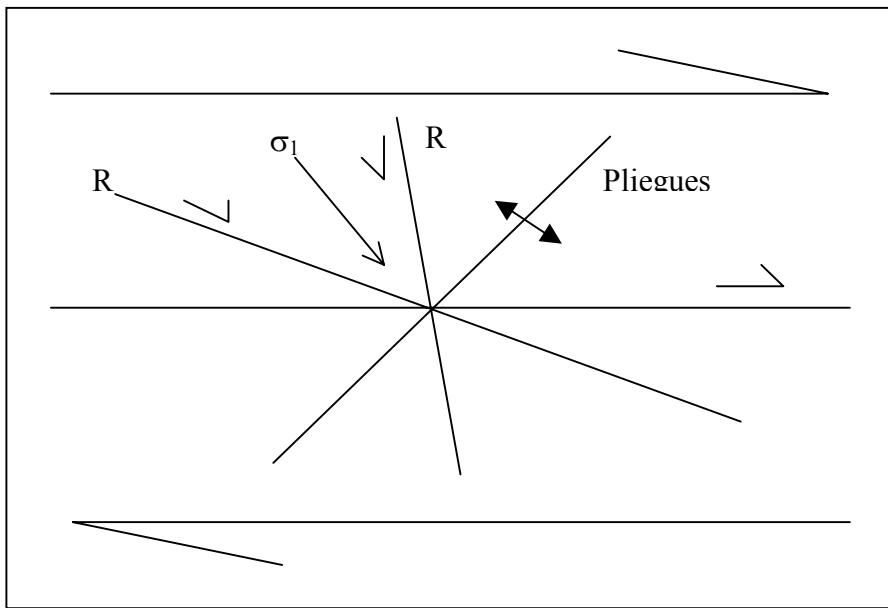


FIGURA B.2. Principales estructuras asociadas a una cizalla simple según WILCOX *et. al.* (1973). Riedel sintético (R), Riedel antitético (R'), máximo esfuerzo compresivo (σ_1).

B.3.- FALLAS SIN-SEDIMENTARIAS

HATCHER (1995) explica que este tipo de fallas se generan comúnmente en sedimentos relativamente poco consolidados durante la deposición y produce unidades estratigráficas engrosadas en el bloque deprimido. Este tipo de fallas pueden ser normales o inversas, pero las fallas normales son las más comunes (ver **Figura B.3**).

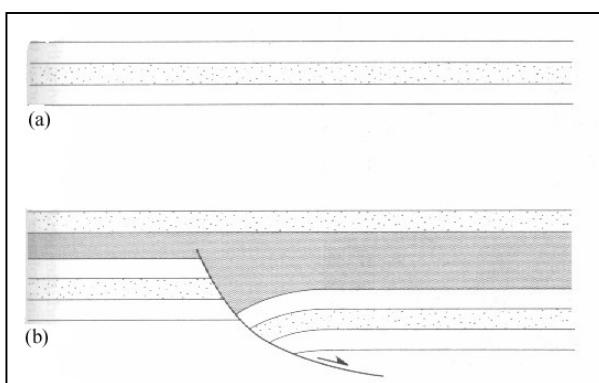


FIGURA B.3. Geometría y características de las fallas sin-sedimentarias. (a) deposición uniforme antes de la falla. (b) la deposición continua durante el fallamiento.

10.- 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 Congr. 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. & GERALDO, 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. GERALDO. 1992. Síntesis tectono-estratigráfica de la cuenca Tuy – Cariaco y plataforma externa. *Mem. VI Congr. Venez. de Geofísica*, Caracas, II:47-51.
- Bravo, A. & B. 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 théorique et numérique d'une modèle élémentaire appliquée à 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 Urapé (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.
- ENCARTA. 2002. Enciclopedia Microsoft Encarta 2002. Versión en disco compacto. Microsoft Corporation ©.
- ESPÍNOLA E. & R. OLLARVES. 2002. Metodología para el estudio de una cuenca sedimentaria con fines neotectónicos. *Resumen, Jornadas de Investigación de la Facultad de Ingeniería*, UCV. Noviembre. En prensa.
- 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.
- ETCHECOPAR, 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.
- FEÓ-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. s/p.
- 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 Destructores 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.
- HERNÁNDEZ, J. & E. ROJAS. 2002. *Estudio tectono-estratigráfico del borde meridional de la Cuenca de Barlovento, Estado Miranda: Implicaciones neotectónicas*. UCV. Depto. de Geología. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 200 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 Caribbean 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 noreoriental. *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. *Tectonophysics*. 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.
- THORNTHWAITE, W. 1955. Climatic classification in forestry. *Unasylva* 9:51-59.
- 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.

11.- ANEXOS