UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTOS DE GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA

ESTUDIO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL Y GEOFÍSICO DE LA SECCIÓN CABO SAN ROMÁN-BARQUISIMETO. ESTADOS FALCÓN Y LARA.

Trabajo Especial de Grado presentado ante la Ilustre Universidad Central de Venezuela por los Brs. Rodríguez Josmat y Sousa Juan Carlos para optar por el título de Ingeniero Geofísico e Ingeniero Geólogo respectivamente.

Caracas, noviembre 2003

El presente trabajo ha sido registrado en el
Servicio Autónomo de la Propiedad Intelectual (SAPI),
Dirección Nacional del Derecho de Autor,
bajo el registro **N° 4924**

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTOS DE GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA

ESTUDIO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL Y GEOFÍSICO DE LA SECCIÓN CABO DE SAN ROMÁN-BARQUISIMETO. ESTADOS FALCÓN Y LARA.

Tutores Académicos: Prof. Inírida Rodríguez
Prof. Ricardo Alezones

Tutores Industriales: Ing, Carlos Giraldo
Ing. Frank Audemard

Trabajo Especial de Grado presentado ante la Ilustre Universidad Central de Venezuela por los Brs. Rodríguez Josmat y Sousa Juan Carlos para optar por el título de Ingeniero Geofísico e Ingeniero Geólogo respectivamente.

Caracas, noviembre 2003

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela por darnos el honor de graduarnos en ella.

A la Prof. Inírida Rodríguez, por su apoyo incondicional y confianza en este proyecto, y en especial su inmenso apoyo en mi desenvolvimiento académico como geofísico.

Al Prof. Ricardo Alezones, por su gran apoyo en este proyecto y sabias sugerencias, por ser parte muy importante durante mi carrera como estudiante de geología.

Al Ing. Carlos Giraldo por su incondicional colaboración e invalorable aporte durante el desarrollo de este trabajo.

Al Ing. Frank Audemard por su interés y acertados puntos de vista.

A los Profesores José Cavada y Maria Gabriela Castillo, y al Ing. Ángel "Moe" Erasmo por brindarnos ayuda a través de sus habilidades en el manejo de paquetes y programas de computación.

A las instituciones y empresas que colaboraron: Gerencia VIPA de PDVSA en la persona del Ing. Juan Francisco Arminio, Paradigm Venezuela, Aeropuerto Internacional de Barquisimeto "Gral. Jacinto José Lara" en la persona del Sr. Ocanto, Ferrocarril de Barquisimeto "Instituto Autónomo de Ferrocarriles del Estado" (IAFE) en la persona de Rubén Landa, FUNVISIS y INTEVEP.

A la colaboración en este trabajo, y a lo largo de toda la carrera de Doña Morela, Eduardo, Yamirel, Eunice, María Teresa y la Sra. Margarita.

A Iván Veloso por su apoyo en las primeras etapas del campo.

Josmat

A Dios y a la Virgen por acompañarme durante toda mi carrera.

A mis amigas de la Facultad de Ciencias: Siu, Susana, Magdalena, Paola y Susana P.

A mis amigos de la Facultad de Ingeniería: Mayerling, Lizcar, Vannesa, Yoasmaly, Laura, Marianela, Liz, Natalia, Martha, Janckarlos, Juancho, Pedro "Pepito", Javier Díaz, Emgelbert y Antonio.

Juan Carlos

A Dios por darme salud...

A todos mis compañeros con los que he compartido cercanamente durante mi estadía en la Facultad, en especial a Leila Angulo, Alejandro Ledo, Matías Araujo y Paúl Romero que juntos superamos etapas difíciles en la carrera.

Y en especial agradecemos a nuestros padres y familiares más cercanos que con su apoyo pudimos vencer los obstáculos presentados a lo largo de este año.

DEDICATORIA

A mis padres, Matilde y José

A mi abuela, Bertha

A mis hermanos Jeannette, José, Pedro y Silvia

A mi compañero…

JOSMAT

A Bernardette y José Joao, mis padres

A mi hermano José Alberto

A mi familia que siempre me acompaña

A mi compañera…

JUAN CARLOS

ÍNDICE

CONTENIDO PÁGINA

DEDICATORIA ii

AGRADECIMIENTOS iii

ÍNDICE v

LISTA DE FIGURAS x

LISTA DE TABLAS xxi

RESUMEN xxii

1- CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN 1

1.1- INTRODUCCIÓN 2

1.2- OBJETIVOS 5

1.2.1- Generales 5

1.2.2- Específicos 5

1.3- UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO 6

1.4- METODOLOGÍA 9

1.4.1- Metodología para el Desarrollo de la Investigación Geológico-Estructural 9

1.4.2- Metodología para el Desarrollo de la Investigación Gravimétrica y Magnética 10

2- CAPÍTULO 2: SÍNTESIS GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA 13

2.1- TRABAJOS Y ESTUDIOS PREVIOS 14

2.1.1- Geología 14
2.1.2- Geofísica 21

2.2- GEODINÁMICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL 28
2.2.1- Península de Paraguaná 36
2.2.2- De Coro al Sur de Churuguara 38
2.2.3- Del Sur de Churuguara a Barquisimeto 41

2.3- GEOLOGÍA REGIONAL 42
2.3.1- Las Napas de Lara 42
2.3.2- Cuenca de Falcón 50
2.3.3- Margen Pasivo Andino 71
2.3.4- Otras Litologías o Formaciones 73

3- CAPÍTULO 3: RECOPILACIÓN, ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GEOLÓGICO-GEOFÍSICOS 78

3.1- RECOPILACIÓN DE DATOS PREVIOS 79
3.1.1- Mapas Geológicos, Estructurales y Hojas Cartográficas 79
3.1.2- Gravimetría. 81
3.1.3- Perfiles Sísmicos y Datos de Pozos 82
3.1.4- Fotos Aéreas 83

3.2- ADQUISICIÓN DE DATOS GEOLÓGICOS 84

3.3- EVALUACIÓN Y VALORACIÓN DE LOS DATOS RECOPILADOS Y ADQUIRIDOS EN CAMPO. CONCEPTOS Y DEFINICIONES 86
3.3.1- Mapa Geológico Estructural 87
3.3.2- Perfiles Geológicos 88
3.3.3- Estructuras Geológicas 91
3.3.4- Proyección Esférica 105
3.3.5- Estilos Estructurales y Regionales 109

3.4- ADQUISICIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS 110
3.4.1- Levantamiento de Estaciones Bases 113
3.4.2- Levantamiento de Estaciones Ordinarias 117
3.4.3- Estaciones Bases Levantadas y Transectos Realizados 117

3.5- PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS 118
3.5.1- Corrección de Mareas 123
3.5.2- Corrección de Aire Libre 126
3.5.3- Corrección de Bouguer 127
3.5.4- Corrección Topográfica 127
3.5.5- Anomalía de Bouguer 131

3.6- ADQUISICIÓN DE DATOS MAGNÉTICOS 134
3.6.1- Estaciones Bases y Transectos Realizados Durante el Campo 135

3.7- PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNÉTICOS 136
3.7.1- Corrección por Variación Diurna 139
3.7.2- Intensidad Magnética Total 140

4- CAPÍTULO 4: RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE DATOS GEOLÓGICO- GEOFÍSICOS 143

4.1- OBSERVACIONES DE CAMPO 144
4.1.1- Península de Paraguaná 144
4.1.2- De Coro al Sur de Churuguara 145
4.1.3- Del Sur de Churuguara a Barquisimeto 154

4.2- INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS DE ESFUERZOS 176
4.2.1- Pliegues 179
4.2.2- Fallas 182
4.2.3- Interpretación de las Proyecciones Esféricas 188

4.3- ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO 191
4.3.1- Histograma de Frecuencia 192
4.3.2- Método de Krigging 194
4.3.3- Variograma 195
4.3.4- Anisotropía 196
4.3.5- Bondad de Ajuste y Superficies Polinómicas 198

4.4- MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER 200
4.4.1- Mapas Gravimétricos Regional y Residual 201

4.5- PERFIL DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL 206

4.5.1- Perfiles Magnéticos Regional y Residual 206

5- CAPÍTULO 5: INTERPRETACIÓN DE PERFILES SÍSMICOS Y DATOS DE PERFORACIÓN 211

5.1- TRANSECTOS SÍSMICOS 213

5.2- DATOS DE PERFORACIONES 215

5.3- INTERPRETACIÓN SÍSMICA 223

6- CAPÍTULO 6: INTERPRETACIÓN MODELAJE Y BALANCEO DE LA SECCIÓN GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL Y GEOFÍSICA 232

6.1- DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA SECCIÓN 233

6.1.1- Consideraciones para la Construcción del Perfil Geológico-Estructural 234

6.1.2- Península de Paraguaná - Norte de Coro 235

6.1.3- Norte de Coro - Zona Central de la Cuenca de Falcón 237

6.1.4- Zona Central de la Cuenca de Falcón - Norte de Aguada Grande 239

6.1.5- Norte de Aguada Grande - Barquisimeto 240

6.2- ANÁLISIS ESPECTRAL 241

6.3- MODELAJE 2D GRAVIMÉTRICO – MAGNÉTICO 244

6.4- BALANCEO Y SECCIÓN FINAL 261

6.4.1- Consideraciones para el Balanceo de la Sección 262

6.4.2- Descripción e Interpretación de la Sección Balanceada 263

6.4.3- Acortamiento y Extensión 266

7- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 269

7.1- CONCLUSIONES 270

7.1.1- Geología 270

7.1.2- Geofísica 272

7.1.3- Geología y Geofísica 274

7.2- RECOMENDACIONES 276

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS **277**

REFERENCIAS CARTOGRÁFICAS **293**

ANEXOS **297**

LISTA DE FIGURAS

FIGURAS PÁGINA

1-1: Mapa de ubicación de los perfiles correspondientes al Proyecto Caribe. 3

1-2: Página siguiente: Ubicación de la Región de Estudio. Foto Satelital tomada y modificada de *Earth Sciences and Image Analysis, NASA-Johnson Space Center* (2003). Mapas de Ubicación Relativa tomados de *Enciclopedia Encarta 2002*. 7

2-1: Mapa de Anomalía de Bouguer en miligales Tomado de *Díaz* (2002). 23

2-2: Mapa de Intensidad Magnética Total (IMT) en gammas Tomado de *Díaz* (2002). 24

2-3: Mapa de sismología de la región noroccidental de Venezuela (Audemard 2002) 25

2-4: Perfil de sismicidad N-S, Falcón Lara. Suministrado por FUNVISIS 26

2-5: Mapa de subducción. Se representa la profundidad del slab de la placa Caribe en líneas negras, basado en el estudio de tomografía sísmica de *Van Der Hilst* (1994) (*Giraldo y otros,* 2002). 27

2-6: Secuencia cretácica correspondiente a la Formación Barquisimeto (coloración clara) sobre secuencias cretácico superior-paleocenas correspondientes a Matatere I. Cercano al caserío de El Tural a unos 15 km al norte de Barquisimeto. Orientación de la Fotografía: N 10°W. (Juan C. Sousa). 29

2-7: Evolución de la cuenca "pull apart" en el noroccidente de Venezuela. Nótese el eje de las rocas ígneas indicado por las flechas vacías, perpendicular a los surcos (Oligoceno-Mioceno). Tomado y modificado de *Macellari*, 1995. 31

2-8: Situación paleogeográfica en el Eoceno Superior (A), Oligoceno (B), Mioceno Temprano (C) y Mioceno Superior (D). Tomado y modificado de *Boesi y Goddard* (1991) 33

2-9: Mapa neotectónico de la región adyacente al perfil correspondiente al Edo. Falcón. Tomado de *Audemard y Singer* (1996) y *Audemard* (1996). 35

2-10: Foto satelital de la Península de Paraguaná. En el recuadro se indican las principales fallas que afectan la zona del corredor. Tomado de *Earth Sciences and Image Analysis, NASA-Johnson Space Center* (2003). 37

2-11: Falla de Carrizal (pared rocosa del fondo del cementerio) cercano al muelle de El Muaco, La Vela de Coro, Edo. Falcón. (Juan C. Sousa). 39

2-12: Geología de de la zona de Las Napas de Lara adyacente a parte del perfil (línea segmentada-punteada gris). Tomado y modificado de *Stephan*, 1985. 43

2-13: Columna Tectonoestratigráfica de la región que comprende el corredor de estudio. 44

2-14: Afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, en la carretera Churuguara-Barquisimeto, cercano a Copeyal, Edo. Lara, donde se muestra un homoclinal con foliaciones de N 72°E 38°N. O.F: N 68°E (Juan C. Sousa). 47

2-15: Lentes de calizas deformadas dentro de la Formación Bobare en la carretera Barquisimeto-Churuguara, situado a 3.5 km al NE del poblado de Copeyal, Edo. Lara. O.F: N 68°W (Juan C. Sousa). 47

2-16: Detalle de la Formación Barquisimeto en el Valle del Río Urama, Edo. Lara. En el recuadro superior vista del afloramiento. O.F: N 20°E -recuadro- (Juan C. Sousa). 48

2-17: Afloramiento característico de flysch perteneciente a la Unidad Matatere III, en la Serranía de Aguada Grande, Edo. Lara. O.F: S 20°W (Juan C. Sousa). 51

2-18: Afloramiento correspondiente a la Formación Jarillal del Grupo Agua Negra a 6.5 km al suroeste de la población de Churuguara, Edo. Falcón. O.F: S 65°W (Juan C. Sousa). 53

2-19: Formación El Paraíso en su sección tipo situado en el Río El Paraíso, Edo. Falcón. O.F: N 75°E (Juan C. Sousa). 54

2-20: Miembro inferior de la Formación El Paraíso en la carretera Churuguara-Aracua, a un poco más de 2 km al sur del cacerío de Arajú, Edo. Falcón. O.F: S 75°W (Josmat Rodríguez). 54

2-21: Afloramiento fallado correspondiente a la Formación Pecaya a poco más de 5 km al norte de Aracua, Edo. Falcón. O.F: S 40°E (Juan C. Sousa). 56

2-22: Calizas correspondientes a la Formación Churuguara, al norte de Churuguara en la carretera hacia Aracua, Edo. Falcón. O.F: S 40°E (Juan C. Sousa). 57

2-23: En esta vista se observa la Formación Patiecitos (1) por debajo de las calizas de la Formación San Luís (2) muy cercano a su localidad tipo en el caserío de Patiecitos, flanco norte de La Sierra de San Luís, Edo. Falcón. O.F: S 72°W (Juan C. Sousa). 58

2-24: Cantos rodados de calizas provenientes de la parte alta de la Sierra de San Luís correspondiente a la formación del mismo nombre, en la carretera entre Cabure-San Luís-Curimagua, flanco norte de la Sierra, Edo. Falcón. O.F: S-N (Juan C. Sousa). 60

2-25: Afloramiento tipo de la Formación Guarabal cerca del caserío del mismo nombre, destacándose las capas de areniscas que dan la forma de la cuesta izquierda del cerro, flanco norte de la Sierra, Edo. Falcón. O.F: N 56°E (Juan C. Sousa). 62

2-26: Afloramiento tipo de la Formación Guarabal destacándose los paquetes de areniscas que alternan con lutitas y/o limolitas, cercano al caserío del mismo nombre, flanco norte de la Sierra, Edo. Falcón. O.F: N 60°W (Juan C. Sousa). 62

2-27: Detalle de la Formación Guarabal, donde se observan los paquetes con algunas alternaciones de costras de oxidación, cercano al caserío de El Guarabal, flanco norte de la Sierra de San Luís, Edo. Falcón. O.F: N 75°E (Juan C. Sousa). 63

2-28: Afloramiento correspondiente al miembro inferior de la Formación Socorro, al norte próximo del Embalse El Isiro, al sur de la ciudad de Coro. O.F: N 62°W (Juan C. Sousa). 65

2-29: Antigua presa colonial de principios del siglo XX en donde se aprovechó una "pared" natural de caliza correspondiente al Miembro Mataruca de la Formación Caujarao, situado en la población del mismo nombre al sur de la ciudad de Coro, Edo. Falcón. O.F: S 75°W (Juan C. Sousa). 66

2-30: Afloramiento tipo de la Formación La Vela, al este de la población del mismo nombre, cercano al Puerto Internacional de Muaco, Edo. Falcón (Juan C. Sousa). 67

2-31: Afloramiento correspondiente a la Formación Paraguaná en su sección tipo, específicamente en su miembro El Hato. O.F: E-W (Juan C. Sousa). 69

2-32: Sección tipo de la Formación Coro sobre la carretera Coro-Churuguara, al sur de la ciudad de Coro, Edo. Falcón. El poste que soporta las líneas eléctricas ubicado en el centro del afloramiento, sirve como escala referencial (15 m de altura aproximadamente). O.F: W-E (Juan C. Sousa). 70

2-33: Formación Coro en la carretera Coro-Churuguara, al sur de la ciudad del mismo nombre, Edo. Falcón. O.F: W-E (Juan C. Sousa). 70

2-34: Panorámica del Cerro Santa Ana vista desde la carretera del Istmo-Adícora en la Península de Paraguaná, Edo. Falcón (Juan C. Sousa). 75

2-35: Afloramiento cercano a la población de Aracua, sobre la carretera Churuguara-Aracua-Coro, Edo. Falcón. La Formación El Paraíso se ubica arriba y al frente del vehículo, y atrás se ubica la intrusión basaltica. O.F: E-W (Juan C. Sousa). 75

2-36: Vista del afloramiento ígneo sobre la carretera Aracua-Coro. O.F: E-W (Juan C. Sousa). 76

3-1: Mapa digitalizado en AutoCAD® 2000, 2002, que muestra los elementos geo-estructurales en el área adyacente a la población de Churuguara. 80

3-2: Mapa digitalizado en AutoCAD® 2000, 2002 que ilustra datos gravimétricos (símbolos azul claro), en un sector de la Península de Paraguaná. 81

3-3: Mapa digitalizado en AutoCAD® 2000, 2002, que exhibe la disposición de parte de las líneas sísmicas y pozos al norte de Falcón y el Istmo de Los Médanos. 82

3-4: Mapa digitalizado en AutoCAD® 2000, 2002, que muestra la sobreposición de algunos elementos cartográficos sobre fotos aéreas de la zona. 83

3-5: Brújula Brunton® sobre un afloramiento de la Formación Barquisimeto (Juan C. Sousa). 84

3-6: La computadora junto al GPS, fueron instrumentos importantes en la planificación del trabajo de campo de una manera exacta y confiable (Josmat Rodríguez). 86

3-7: Construcción de pliegues paralelos mediante el método de Busk (1929) de arcos concéntricos. Tomado y modificado de *Suppe* (1985). 89

3-8: Estructura plegada usando el Método de "kink". Tomado de *Suppe*, (1985). 90

3-9: Aplicación del Método de Retrodeformación. Se ilustra la relación entre el área del relieve estructural de una capa guía sobre el nivel no deformado, A_{sr}; acortamiento, s; y la profundidad de despegue, h. En la sección central, se muestra el área del relieve estructural a la base de las calizas inferiores de Doggar en el anticlinal de Clos du Doubs de las Montañas del Jura. La profundidad de despegue, h, en las evaporitas de Muschelkalk (Triasico) puede ser calculada con mediciones adicionales de acortamiento curvimétrico. Por último se muestra la sección completa (Modificado después de *Laubscher*, 1961). Tomado y modificado de *Suppe* (1985). 92

3-10: Esquema del desarrollo de un Pliegue de Arrastre o "Drag Folds"; nótese que dicha estructura se ubica en el centro de la zona de cizalla próxima a una falla, donde las puntas de flechas grises indican el sentido del movimiento (después de Stanley y Sarkisian, 1972). Tomado de *Suppe* (1985). 93

3-11: Esquema del desarrollo progresivo de un Pliegue de Curvatura de Falla o "Fault bend-Fold", mediante una estructura de rampa-despegue indicada en rojo (*Suppe*, 1983). Tomado de *Suppe* (1985). 95

3-12: Diagrama esquemático que muestra el desarrollo de una falla normal antitética (a) y un anticlinal rollover (b) (después de Hamblin, 1965). Tomado de *Suppe* (1985). 95

3-13: Desarrollo esquemático progresivo de un pliegue de propagación de falla o "Fault-Propagation Fold" en el extremo del corrimiento. Tomado de *Suppe* (1985). 96

3-14: Esquema del Diagrama de Wilcox. Tomado y modificado de *Suppe* (1985). 99

3-15: Bloques diagramáticos que muestran los diferentes sistemas conjugados de fallas a partir de la Teoría de Fallamiento de Anderson (después de *Angellier*, 1979). Tomado de *Suppe* (1985). 100

3-16: Bloques diagramáticos que muestran en primer término la tectónica extensional. El fallamiento normal es el que predomina en estas zonas de deformación. Tomado de *Suppe* (1985). 102

3-17: Bloques diagramáticos que muestran en primer término la tectónica compresional. El fallamiento inverso es la estructura predominante en estas zonas de deformación. Tomado de *Suppe* (1985). 103

3-18: Esquema que muestra los elementos presentes en estructuras de cabalgamientos o napas (manto tectónico). Tomado de *Griem*, 1999. 104

3-19: Bloques diagramáticos que muestran en primer término la tectónica transformante. El fallamiento transcurrente es la estructura predominante de estas zonas de deformación. En esta figura se muestra específicamente una cuenca pull-apart y un pequeño graben que conecta los extremos de ambas fallas transcurrentes. Tomado de *Suppe* (1985). 105

3-20: Proyecciones Esféricas. Nótese la diferencia entre las proyecciones Equiangular (a) y Equiareal (b), en los polos. 107
3-21: Diagramas de Contornos (izquierda) y de Roseta (derecha) basados en datos de campo. 108
3-22: Ubicación de Estaciones Gravimétricas (+). El perfil objeto de estudio está representado por la línea roja. 112
3-23: Croquis de ubicación de la estación base en Churuguara indicada con un punto rojo. 114
3-24: Estación base de Churuguara, Edo. Falcón. En círculo rojo se señala la estación base (Josmat Rodríguez). 114
3-25: Croquis de ubicación de la estación base en Aguada Grande indicada con un punto rojo. 115
3-26: Estación base de Aguada Grande. Al fondo por la carretera se encuentra la población de Aguada Grande, Edo. Lara (Juan C. Sousa). 115
3-27: Croquis de ubicación de la estación base en Barquisimeto, en la estación del Ferrocarril indicada con un punto rojo. 116
3-28: BM de cota de la estación base en el Ferrocarril de Barquisimeto (Juan C. Sousa). 116
3-29: Esquema del procesamiento aplicado a los datos gravimétricos. 120
3-30: Curva de deriva gravimétrica realizada en la localidad de Sube y Baja, Edo. Falcón, 9 de marzo de 2002. 125
3-31: Curva de deriva gravimétrica realizada en la población de Aracua, Edo Falcón, 15 de marzo de 2002. 125
3-32: Esquema de las retículas de Hammer utilizada para la corrección topográfica interna e intermedia. 129
3-33: Mapa de Isocorreción Topográfica. 130
3-34: Patrón de digitalización de la topografía del área de estudio, con indicación del número de bloque. 132
3-35: Ubicación de estaciones magnéticas (+). El perfil estudiado está representado por la línea roja. 137
3-36: Esquema del procesamiento aplicado a los datos magnéticos adquiridos en campo. 138
3-37: Variación diurna determinada en la estación de Sube y Baja, (Edo. Falcón), realizada el 9 de marzo de 2002. 140
3-38: Elementos del campo magnético. 141
4-1: Vista de las areniscas eólicas donde se observa una terraza (justo donde reposa una pequeña duna). O.F: N-S (Juan C. Sousa). 145
4-2: Capas volcadas hacia el norte correspondiente a la Formación Socorro. O.F: S 52°W (Juan C. Sousa). 146

4-3: Panorámica desde la Sierra de San Luís, destacándose el Sinclinal La Negrita y el Anticlinal de El Isiro. Justo al norte de los altos (Cerro Caujarao y Fila Malecón) se ubica la traza del corrimiento de Mina de Coro; estos altos representarían el frente de dicho corrimiento de vergencia al norte. O.F: S-N (Josmat Rodríguez). 147

4-4: Pliegues "en caja" donde se observan claramente los despegues mediante pequeñas secuencias de fallas inversas, cercano a la población de La Chapa en la Sierra de San Luís, Edo. Falcón. O.F: N 80°W (Juan C. Sousa). 147

4-5: Concreciones ferruginosas ubicadas en el área del núcleo de un anticlinal en el flanco norte de la Sierra de San Luís, Edo. Falcón. En el recuadro se observan concreciones similares encontradas en el centro del Anticlinorio, en afloramientos correspondientes a la Formación El Paraíso (Juan C. Sousa). 148

4-6: Afloramiento correspondiente a la Formación Pecaya en el flanco norte de la Sierra de San Luís, en la bifurcación de la carretera hacia las poblaciones de Curimagua y San Luís, Edo. Falcón. O.F: N 54°W (Juan C. Sousa). 149

4-7: Detalle del afloramiento ígneo en las cercanías de la población de Aracua, sobre la carretera Churuguara-Coro (Juan C. Sousa). 150

4-8: Vista siguiendo el rumbo de la cadena de dos de las colinas correspondientes a las intrusiones ígneas, tomada desde una de éstas, a unos 13,5 km al noreste de Aracua. Nótese la forma cónica de ambos altos. O.F: S 62°W (Juan C. Sousa). 151

4-9: Detalle de "filtración" de la intrusión ígnea en la Formación El Paraíso, donde se pueden apreciar pequeñas aureolas de metamorfismo de contacto (lutitas marrones) alrededor de las masas ígneas (color gris) (Juan C. Sousa). 151

4-10: Vista tomada sobre el rumbo del plano de falla, destacada por la banda vertical transparente. O.F: S 56°W (Juan C. Sousa) 152

4-11: Vista perpendicular del afloramiento en una perspectiva que muestra el salto normal y posterior inversión observada en las capas correspondientes al bloque del piso. O.F: E-W (Juan C. Sousa). 153

4-12: Afloramiento correspondiente a la Formación Pecaya al norte de Churuguara, sobre la carretera hacia Coro, Edo. Falcón. Nótese el incremento del espesor del paquete de areniscas desde la parte superior del afloramiento hasta su parte inferior. O.F: N 64°E (Josmat Rodríguez). 154

4-13: Afloramiento que muestra un callamiento inverso de ángulo bajo, ubicado cerca de los caseríos de Londres y El Tuque, a unos 3,3 km al norte del Río Tocuyo, Edo. Falcón. O.F: N 25°W (Juan C. Sousa). 155

4-14: Afloramiento correspondiente a la Formación Matatere III, en donde se observa un plano irregular de falla subhorizontal indicado en parte por la ubicación de la brújula;

igualmente se observan pequeños pliegues de arrastre que indican que la parte superior se desplaza hacia la izquierda con respecto a la parte inferior. O.F: N 76°W (Juan C. Sousa). 156

4-15: Espejo de falla cerca del caserío de San Felipe al noreste de Aguada Grande, Edo. Lara. La orientación del mismo es de N 70°W 75°N. O.F: S 55°W (Juan C. Sousa). 157

4-16: Serie de pliegues sobrecorridos (en rojo se muestra el despegue) en afloramiento correspondiente a la Unidad Matatere III, al norte de la población de Aguada Grande en la Serranía del mismo nombre, Edo. Lara. O.F: N50°W (Juan C. Sousa). 158

4-17: Vista panorámica que muestra la Falla de Siquisique en el contacto valle-montaña al norte de Aguada Grande, Edo. Lara. O.F: S 20°E (Juan C. Sousa). 158

4-18: Detalle de las capas de conglomerados pertenecientes a la unidad de Matatere III. En el recuadro se observa el afloramiento. O.F: N 10°W (Juan C. Sousa). 159

4-19: Pliegues asimétricos paralelos correspondientes a la Formación Matatere (Matatere III) en el Edo. Lara. En el recuadro se observa en detalle un antiforme dentro del afloramiento. O.F: N 48°E (Juan C. Sousa). 160

4-20: Afloramiento correspondiente a la Formación Barquisimeto, en el estribo norte del puente sobre el Río Urama, Edo. Lara, donde se observa una metarenisca replegada y fracturada dentro de secuencia de filitas. O.F: N 56°W (Juan C. Sousa). 161

4-21: Detalle de un afloramiento de la Formación Barquisimeto que muestra un pliegue "kink" en foliaciones marcadas y deformadas (Juan C. Sousa). 162

4-22: Afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, sobre la carretera Churuguara-Barquisimeto, Edo. Lara, que muestra una serie de pliegues en caja en foliaciones más competentes. O.F: S 65°E (Juan C. Sousa). 163

4-23: Afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, cercano a la población de Copeyal, Edo. Lara, en el que se muestra una serie de pliegues disarmónicos. O.F: S 53°E (Juan C. Sousa). 164

4-24: Detalle de pliegues en la Formación Bobare, carretera Barquisimeto-Churuguara a 16 km al NNE del poblado de Bobare, Edo. Lara. O.F: S-N (Juan C. Sousa). 164

4-25: Detalle de pliegues recumbentes en la Formación Bobare, carretera Barquisimeto-Churuguara, cercano al poblado de Las Brujitas, Edo. Lara. O.F: W-E (Juan C. Sousa). 165

4-26: Afloramiento correspondiente a la Formación Bobare sobre la carretera Churuguara-Barquisimeto, Edo. Lara, donde se observa un pliegue paralelo asimétrico con vergencia al norte (derecha con respecto a la Figura). O.F: S 85°W (Juan C. Sousa). 166

4-27: Vista oblicua de un afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, en la población de Copeyal, la cual muestra un anticlinal de amplitud importante con respecto a las otras estructuras vistas en la región. O.F: N 30°W (Juan C. Sousa). 167

4-28: Corrimiento dentro de la Formación Bobare en la carretera Churuguara-Barquisimeto, cercano al caserío de Usera, Edo. Lara. O.F: N 60°E (Juan C. Sousa). 168

4-29: Detalle de la brecha de falla del corrimiento en la Formación Bobare (Juan C. Sousa). 168

4-30: Zona posterior o extremo norte del corrimiento de la Formación Bobare (Figura 4-28). Nótense las deformaciones que sufren las foliaciones en este sitio. O.F: N 53°E (Juan C. Sousa). 169

4-31: Fallas normales ubicadas cerca del caserío de Requén, correspondiente a la Formación Bobare, sobre la carretera Churuguara-Barquisimeto, Edo. Lara. O.F: S 32°E (Juan C. Sousa). 170

4-32: Plano con estrías de falla en un afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, ubicado cerca del caserío de Las Mulas, sobre la carretera Churuguara-Barquisimeto, Edo. Falcón. O.F: S 84°E (Juan C. Sousa). 171

4-33: Cantera de caolinita, litología correspondiente a la Formación Bobare, ubicada en las inmediaciones de Cerro Bachaquero, al oeste de Carorita, Edo. Lara. O.F: S 68°W (Juan C. Sousa). 171

4-34: Foliaciones con orientación N 34°E 48°N, observadas en la cantera ubicada en el cerro Bachaquero, al este de Carorita, Edo. Lara, que corresponden a la Formación Bobare. O.F: S 10°W (Juan C. Sousa). 172

4-35: Contacto entre las formaciones Barquisimeto de color claro (Cretácico superior) y Matatere de color marrón, (Paleoceno-Eoceno inferior). Localidad situada cerca del caserío El Tural a 14,5 km al norte de Barquisimeto, Edo. Lara. O.F: N 58°E (Juan C. Sousa). 173

4-36: Afloramiento ubicado a no más de 3 km al SSE de El Tural, norte de Barquisimeto, Edo. Lara, en el que se observa un contacto entre el Terciario inferior (Matatere) y Cretácico (Formación Bobare). O.F: S 37°W (Juan C. Sousa). 173

4-37: Afloramiento sobre la autopista Duaca-Carora, al norte de Barquisimeto, donde se observa el contacto entre la Formación La Osa (marrón) y Bobare (gris). O.F: N 62°W (Juan C. Sousa). 174

4-38: Detalle del contacto de falla entre la Formación La Osa (inferior) y Bobare (superior) (Juan C. Sousa). 175

4-39: Afloramiento ubicado sobre la Autopista Centroocidental, al WSW de Barquisimeto, Edo. Lara; se observa como la Formación Barquisimeto cabalga sobre la Formación Matatere. O.F: S 5°E (Juan C. Sousa). 175

4-40: Detalle de los nódulos característicos de la Formación Barquisimeto en un afloramiento ubicado sobre la Autopista Centrooccidental, al WSW de Barquisimeto, Edo. Lara (Juan C. Sousa). 176

4-41: Rosetas mostrando la compresión preferencial de las estructuras plegadas (verde) y fallas inversas (rojo). 178

4-42: Proyecciones esféricas, diagrama de contorno, planares y roseta que ilustran la familia de esfuerzos norte-sur de los pliegues de este conjunto, contenidos en el eje N 6°E-S 6°W. Alrededor, vistas de algunas estructuras relacionadas y resaltadas (Juan C. Sousa). 180

4-43: Proyecciones esféricas, diagrama de contorno, planares y roseta que ilustran la familia de esfuerzos NW-SE de los pliegues de este grupo, contenidos en el eje N 39°W-S 39°E. Alrededor, vistas de algunas estructuras relacionadas y resaltadas (Juan C. Sousa). 181

4-44: Proyecciones esféricas, diagrama de contorno, planares y roseta que ilustran la familia de esfuerzos WSW-ENE de los pliegues de este conjunto, contenidos en el eje S 81°W–N 81°E, y N 9°W para el rumbo de los planos axiales. En la Figura se aprecia, una vista de una de las estructuras relacionadas y resaltadas (Juan C. Sousa). 182

4-45: Detalle de las estrías contenidas en el plano del piso o inferior de falla. El desplazamiento de esta bloque es hacia abajo con respecto al bloque superior (Juan C. Sousa). 183

4-46: Estrías contenidas en el bloque inferior de la falla, causadas por un desplazamiento inverso puro. Nótese el cambio de dirección de las estrías desde la parte inferior de la Figura hasta la zona inferior de la llave (Juan C. Sousa). 184

4-47: Detalle de estrías de fallas contenidas en el bloque inferior que se desplazó hacia abajo y a la derecha (según la vista) con respecto al bloque superior. OF: S 67°W (Juan C. Sousa). 185

4-48: Estrías contenidas en un plano subvertical (N 9°E 74°S). Esta estructura indica un desplazamiento del bloque posterior con respecto al anterior hacia la izquierda (oeste). O.F: S 84ºE (Juan C. Sousa) 185

4-49: Estrías contenidas en el bloque inferior de la falla, el cual se desplaza hacia arriba con respecto al bloque superior (Juan C. Sousa). 186

4-50: Planos de fallas agrupados de acuerdo a su orientación. Fallas inversas WSW-ENE (A), fallas inversas WNW-ESE (B), fallas transcurrentes-inversas NNW-SSE (C), fallas transcurrentes-normales NNE-SSW (D) y fallas normales NNW-SSE (E). 187

4-51: Diedros rectos (parte inferior) a partir del agrupamiento de los datos de estrías adquiridos en campo (esquema superior), en donde se expresan las orientaciones preferenciales de los esfuerzos que originaron estas estructuras. 189

4-52: Diedros rectos de la Figura 4-51, en el que se sobrepone las tres familias principales de esfuerzos compresivos que han originado las estructuras plegadas. 190

4-53: Histograma de frecuencia de datos de anomalía de Bouguer. 193
4-54: Histograma de frecuencia de datos de intensidad magnética total. 193
4-55: Elipse de anisotropía para los datos de anomalía de Bouguer. 197
4-56: Elipse de anisotropía para los datos de intensidad magnética total. 197
4-57: Bondad de ajuste de los datos de anomalía de Bouguer. 199
4-58: Bondad de ajuste de los datos intensidad magnética total. 200
4-59: Mapa de anomalía de Bouguer para una densidad de 2,35 gr/cm^3. Intervalo entre curvas 5 miligales. La línea segmentada blanca representa el perfil. 203
4-60: Mapa gravimétrico regional de segundo grado para una densidad de 2,35gr/cm^3. Intervalo entre curvas 5 miligales. 204
4-61: Mapa gravimétrico residual de segundo grado para una densidad de 2,35gr/cm^3. Intervalo entre curvas 5 miligales. 205
4-62: Mapa de intensidad magnética total. La línea segmentada blanca representa el perfil. Intervalo entre curvas 200 gammas. 208
4-63: Mapa de intensidad magnética regional de segundo grado. Intervalo entre curvas 200 gammas. 209
4-64: Mapa de intensidad magnética residual de segundo grado. Intervalo entre curvas 50 gammas. 210
5-1: Croquis de la ubicación de las 12 líneas sísmicas disponibles para el estudio. Las líneas sísmicas están representadas con trazos rojos. 214
5-2: Mapa de ubicación de los pozos utilizados. Los pozos están representados en círculos rojos. 217
5-3: Línea sísmica A. La Línea roja representa el "Reflector de Paraguaná" (*Macellari,* 1995). 227
5-4: Línea sísmica B. La línea roja representa el "Reflector Paraguaná" (*Macellari,* 1995) y las líneas azules son reflectores de formaciones Mioceno Recientes. 228
5-5: Línea sísmica C. La línea roja representa el "Reflector Paraguaná" (*Macellari,* 1995) y las líneas azules son reflectores de formaciones Mioceno Recientes. 229
5-6: Línea sísmica D. La línea roja representa el "Reflector Paraguaná" (*Macellari,* 1995), las líneas azules son reflectores de formaciones Mioceno Recientes y las líneas verdes de formaciones pre-miocenas. 230
5-7: Línea sísmica E. La línea roja representa el "Reflector Paraguaná" (*Macellari,* 1995), las líneas azules son reflectores de formaciones Mioceno Recientes y las líneas verdes de formaciones pre-miocenas. 231

6-1: Disposición de los subcorredores de influencia de cada perfil expresadas en las bandas con líneas diagonales para los perfiles laterales y la banda central para el perfil base. El ancho total de las tres bandas o corredores es de 10 km que conforma el corredor de estudio. 234

6-2: Bosquejos de un perfil previo al definitivo. a) Parte de la construcción de un sector usando el método de "kink". b) El mismo sector pero con trazos suaves añadidos englobando las geometrías previas. 235

6-3: Ejemplo de despegue general de la cobertera en el Jura según *Buxtore* (1907; tomado de *Aubouin,* 1980) 238

6-4: La escama intercutánea de Roya, en los Alpes Marítimos, según *Fallot* (1949). Tomado de *Aubouin* (1980). 241

6-5: Análisis espectral de los datos de anomalía de Bouguer. 243

6-6: Perfil de anomalía de Bouguer sobre el eje del corredor. 246

6-7: Perfil de intensidad magnética total sobre el eje del corredor. 246

6-8: Bloque de Bonaire y su relación con la Placa Caribe y Suramericana. Tomado y modificado de *Silver y otros* (1975). 248

6-9: Sismicidad de un perfil N-S, entre la Península de Paraguaná y el estado Lara. Los hipocentros en rojo representan la posible lámina de subducción. 251

6-10: Modelos gravimétrico-magnéticos con lámina ("slab") de subducción profunda 252

6-11: Modelos gravimétrico-magnéticos con una lámina ("slab") de subducción media. 254

6-12: Líneas de sísmica de reflexión realizadas en el norte de Venezuela, interpretadas por *Silver y otros* (1975). Las líneas verdes representan la ubicación de los transectos sísmicos, y cuya interpretación se muestra en la parte inferior del mapa, La línea azul representa el Bloque de Bonaire y la roja la Placa Caribe. Tomado y modificado de *Silver y otros* 1975. 256

6-13: Modelos gravimétrico-magnéticos con lámina ("slab") de subducción somera. 257

6-14: Modelo gravimétrico-magnéticos con lámina ("slab") de subducción somera. 259

6-15: Modelo gravimétrico-magnéticos con lámina ("slab") de subducción profunda. 260

6-16: Parte de una versión de la sección balanceada por GeoSec® 2002. El círculo rojo muestra el defecto inicial de espesor. 263

6-17: Versión final de la sección balanceada, dibujada en AutoCAD® 2000, 2002 (para mayor detalle ver el anexo correspondiente). 264

6-18: Parte de la sección balanceada correspondiente a la Cuenca de Falcón dibujado en AutoCad® 2000, 2002. 264

6-19: Página siguiente. Confrontación de la sección actual con la sección balanceada, mostrando las diferentes medidas de acortamiento y extensión. Las mediciones en la sección balanceada (parte superior) son corresponden a la Cuenca de Falcón (marrón) el perfil en toda su extensión (azul) en base a las secuencias cretácicas. 267

LISTA DE TABLAS

TABLAS PÁGINA

2-1: Síntesis de las unidades que conforman el margen pasivo andino. 71

3-1: Conversión de Coordenadas Geográficas o Geológicas y Polares a "Dip-Dip Direction". 108

3-2: Datos de las estaciones bases gravimétricas. 117

3-3: Transectos de estaciones gravimétricas adquiridas. 118

3-4: Distribución de los radios medios para el cálculo de la corrección topográfica. 128

3-5 : Distribución de los radios medios para la retícula de Hammer. 128

3-6: Patrón de Topografía Digitalizada. 131

3-7: Datos de las estaciones Bases magnéticas. 135

3-8: Datos de los circuitos realizados en el levantamiento magnético. 136

4-1: Diferentes calendarios tectónicos propuestos por varios autores para el noroeste de Venezuela. Tomado y modificado de *Audemard* (1995) 178

4-2: Resultados del análisis estadístico de los datos gravimétricos y magnéticos. 194

4-3: Parámetros obtenidos del variograma para los datos de anomalía de Bouguer. 196

4-4: Parámetros obtenidos del variograma para los datos de intensidad magnética total. 196

5-1: Transectos sísmicos utilizados. 215

5-2: Ubicación de pozos utilizados en la interpretación sísmica. 216

5-3: Información de registros disponible en los pozos dentro del área de estudio. 217

5-4: Información de profundidades tomada de los registros de velocidad de los pozos EFR-3, LVC-2 y LVC-17. 218

5-5: Información de profundidades tomada de los registros de velocidad de los pozos EFC-2, EFC-24 y EEV-1. 219

5-6. Información de litología disponible en pozos. 220

6-1: Profundidades de las fuentes de las anomalías gravimétricas. 243

6-2: Valores de densidad utilizados para el modelaje gravimétrico. 245

6-3: Parámetros magnéticos asignados a los cuerpos considerados en el modelo magnético. 245

6-4 : Errores obtenidos en los distintos modelos gravimétricos-magnéticos. Los mejores ajustes se representan en los colores, amarillo, naranja y rosado. 249

6-5: Acortamientos y extensiones individuales clasificados por régimen tectónico. 267

RESUMEN

Rodríguez G., Josmat C. y Sousa P., Juan C.

ESTUDIO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL Y GEOFÍSICO DE LA SECCIÓN CABO DE SAN ROMÁN-BARQUISIMETO. ESTADOS FALCÓN Y LARA.

Tutores Académicos: Prof. Inírida Rodríguez. Prof. Ricardo Alezones. Tutores Industriales Ing. Carlos Giraldo. Ing. Frank Audemard. Tesis .Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2003, 297 pag.

Palabras Claves: Cuenca de Falcón, Napas de Lara, Perfil Estructural, Gravimetría, Magnetometría.

El objetivo fundamental de este trabajo es la interpretación geológico-estructural de la Cuenca de Falcón a través de la sección Cabo San Román-Barquisimeto, mediante un estudio integrado de Geología y Geofísica a partir de la realización de varios modelos gravimétricos–magnéticos y estructurales de la sección objeto de estudio, con base en datos geofísicos y de geología tanto de superficie como del subsuelo.

La zona objeto de estudio se ubica dentro de un corredor de 10 km de ancho y 244 km de largo, con un área de 2440 km^2. El perfil junto con el corredor correspondiente, comienza al norte en la Península de Paraguaná en la localidad de Punta Barco y termina al sur de la ciudad de Barquisimeto en el Edo. Lara, con un rumbo aproximado de N 14°W. Para los análisis geofísicos se considera una ventana mucho más extensa delimitada por los paralelos 12°20’ N y 10° N, y los meridianos 70° W y 69° W.

Luego de realizar una amplia recopilación de información bibliográfica, industrial y cartográfica se dio inicio al trabajo de campo, durante el cual se adquirió

un total de 205 estaciones gravimétricas y 299 estaciones magnéticas, así como datos estructurales y fotos aéreas del área de estudio. Una vez depurada y validada toda la base de datos geológicos y geofísicos se construyó la sección estructural y se realizó el procesamiento de los datos gravimétricos y magnéticos integrándose con la información de datos de perforación y transectos sísmicos.

Como resultado de la metodología desarrollada se obtuvo la sección geológico-estructural del área, y una serie de modelos gravimétrico-magnéticos que apoyan el adelgazamiento cortical en el centro de la Cuenca de Falcón, diferenciándose un modelo del otro por el comportamiento de la lámina de subducción de la Placa Caribe, además del Bloque de Bonaire. El mejor ajuste se obtuvo con el modelo correspondiente a una subducción somera con la presencia del Bloque de Bonaire entre la corteza continental suramericana y la corteza oceánica al norte de la sección, con un error de 0,87 mgal en anomalía de Bouguer y 4,75 gammas en intensidad magnética total. El segundo con mejor ajuste fue el correspondiente al modelo de subducción profunda, el cual conservó las mismas características del modelo anterior exceptuando la subducción, el cual alcanzó errores de 1 mgal para anomalía de Bouguer y 7,38 gammas para intensidad magnética total.

De la sección estructural construida y balanceada, y del análisis de esfuerzos se puede concluir que todas las direcciones de esfuerzos principales se agrupan en el cuadrante noroeste, al mismo tiempo se han identificado tres regímenes tectónicos que han dado lugar a su configuración actual. El acortamiento total para la Cuenca de Falcón es de 7,9 km (9,1% de su longitud) y la extensión neta para la totalidad del perfil es de 1,8 km (0,06% de su longitud).

1- *CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN*

1.1- INTRODUCCIÓN

Venezuela tiene una amplia historia en la explotación de hidrocarburos. Desde principios del siglo pasado se ha practicado la explotación de crudos en diversas partes del país específicamente en el oriente y occidente, siendo Venezuela uno de los países más privilegiados por sus reservas petroleras así como por la calidad de las mismas.

Por ser un país potencialmente petrolero la economía está basada principalmente en este recurso y en los últimos 40 años se han explotado yacimientos de fácil acceso; ello significó que se estancara la investigación en la búsqueda de nuevos yacimientos, lo cual ha traído como consecuencia que al transcurrir el tiempo haya surgido la necesidad de la exploración en áreas con posibles reservas de hidrocarburos. Tal como ocurre en la Cuenca de Falcón, ubicada en la zona noroccidental de Venezuela, específicamente en el estado Falcón y norte del estado Lara.

A mediados del siglo pasado se realizaron estudios geológicos al norte de Falcón e incluso más recientemente se realizaron perforaciones en algunas áreas con el fin de estudiar el subsuelo o extraer hidrocarburos. En esta investigación se desea conocer a través del modelado de un perfil que cruce de manera transversal dicha cuenca, su estructura y evolución con la ayuda de diversos métodos geofísicos y geológicos; dicha investigación se halla enmarcada dentro del Proyecto Caribe (Figura 1-1), el cual tiene por objetivo evaluar la hipótesis de que una fracción importante del crecimiento de la corteza terrestre se debe a la acreesión de arcos magmáticos y fragmentos corticales, al igual que el conocimiento de los procesos en el manto superior, los cuales ayudarán a entender los mecanismos responsables de los movimientos de las placas. Los estudios geológicos, geofísicos y geodinámicos del Proyecto Caribe se concentrarán en cuatro transectos principales al norte de Venezuela, la sísmica activa que se aplicará en el mar y la sísmica pasiva que se aplicará en tierra. Esta investigación es el primer avance de dicho proyecto y comprende el levantamiento geológico-estructural y gravimétrico-magnético sobre el

transecto que corresponde al Occidente del país, el cual persigue definir, entre otros objetivos, el límite sur de la zona de deformación activa y los estilos de deformaciones.

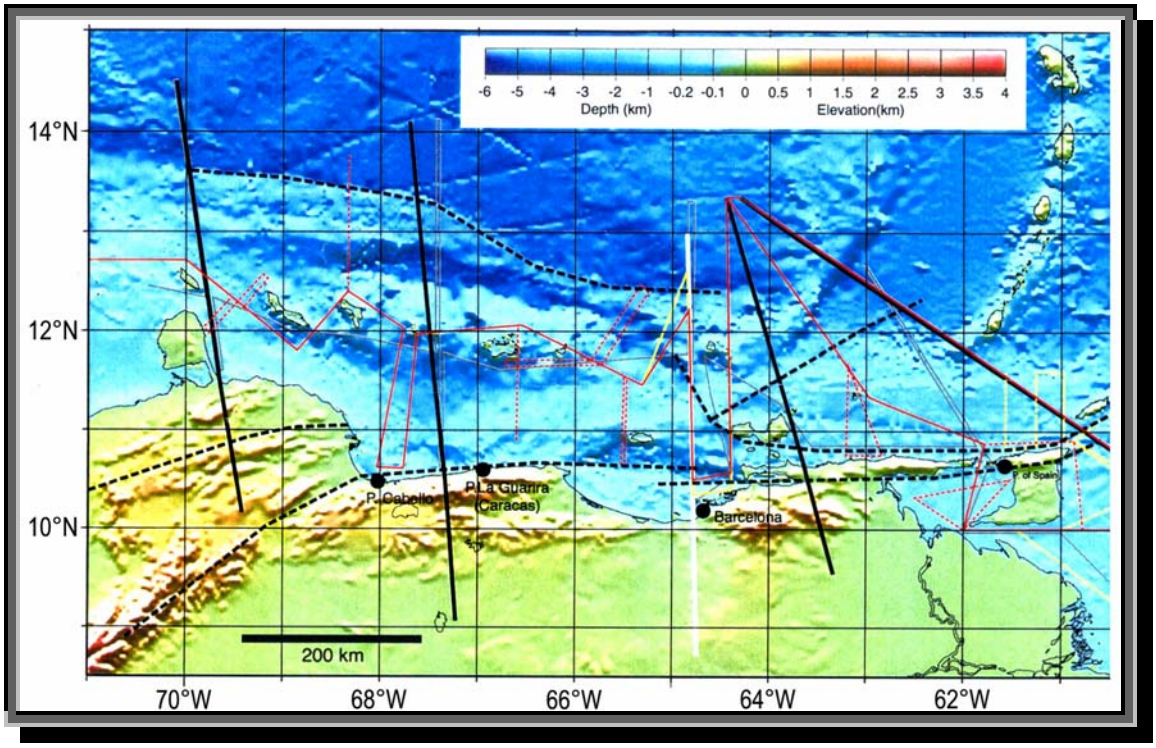


Figura 1-1: Mapa de ubicación de los perfiles correspondientes al Proyecto Caribe.

Para establecer a futuro posibles áreas candidatas o no para la existencia de yacimientos es conveniente la realización de estudios que integren información geológica con métodos de gran resolución vertical para el análisis a gran profundidad, éstos son los métodos potenciales (Gravimétricos y Magnéticos), con el propósito de construir modelos con base en datos sísmicos y estudios geológico-estructurales, esta integración sólo puede arrojar buenos resultados si se desarrollan eficazmente ambas áreas de la ciencias de la Tierra como son la geología y la geofísica.

En el área de la geología el reconocimiento de las rocas que afloran en superficie permite reconocer e interpretar, mediante las litologías y estructuras

involucradas, la evolución geológica de estas rocas, así como su posible geometría en el subsuelo por debajo del nivel de referencia. Los criterios usados se pueden englobar como sigue:

- Consultar sobre información, afirmaciones o ideas sobre la zona de interés.
- Trazar un plan de campo.
- Tomar nota sobre todo lo que se observe en los afloramientos.
- Dibujar columnas estratigráficas, trazar mapas y perfiles.
- Armar e interpretar todos los datos.

A pesar de la sencillez de estos criterios, se vuelven muy útiles para el profesional que sabe dar el uso correcto a las mismas.

Todo lo anteriormente señalado está enmarcado en el área de la geología estructural, la cual está íntimamente relacionada a la estratigrafía. Los problemas primarios de la geología estructural son las relaciones geométricas de las deformaciones, y con la estratigrafía se pueden determinar, o al menos, inferir la historia o evolución de dichas deformaciones.

En el área de la geofísica los métodos de prospección se basan en la correlación que existe entre las propiedades físicas que se pueden medir en los terrenos y sus características litológicas y estructurales. La conductividad eléctrica, la densidad, la velocidad de transmisión de ondas o vibraciones, las propiedades magnéticas, entre otras, caracterizan a las diferentes rocas, y la medida de estas variaciones en la corteza terrestre permite detectar la existencia y posición de cada material.

Los métodos de prospección geofísica se pueden dividir en dos grupos: El primero comprende las medidas de prospección geofísica de los terrenos, para ello considera la medición de los fenómenos que espontáneamente se producen en los materiales terrestres que se pueden detectar desde la superficie. Entre estas

propiedades se puede nombrar la gravedad, el magnetismo, la polarización espontánea etc.

El otro grupo considera a los métodos que miden las respuestas de los materiales al introducir artificialmente un campo físico de características conocidas. Partiendo de estas medidas se obtienen parámetros que permiten conocer la naturaleza y posiciones de determinadas formaciones geológicas. Éste es el fundamento de la exploración sísmica, técnica de prospección muy utilizada en geofísica, que consiste en medir las velocidades de propagación de las ondas sísmicas provocadas por diversas fuentes y observar en que forma se refractan o reflejan para poder deducir la situación y características de las capas atravesadas.

1.2- OBJETIVOS

1.2.1- Generales

Como objetivo general se presenta la interpretación geológico-estructural de la Cuenca de Falcón a través de la sección Cabo San Román-Barquisimeto, mediante un estudio integrado de Geología y Geofísica a partir de la realización de varios modelos gravimétricos–magnéticos y estructurales de la sección objeto de estudio con base en datos geofísicos y de geología tanto de superficie como del subsuelo.

1.2.2- Específicos

Entre los objetivos específicos a alcanzar a lo largo del desarrollo de la investigación se encuentran:

- Construcción de una sección geológico-estructural a escala regional.
- Elaboración de un mapa geológico-estructural a escala regional de la sección. Incluye una franja con un largo aproximado de 244 km por un ancho de 10 km y áreas adyacentes.

- Estimación de profundidades de formaciones mediante interpretación sísmica.
- Construcción del mapa de anomalías de Bouguer y del mapa de Intensidad Magnética Total.
- Realización de mapas de efectos regionales y residuales, gravimétricos y magnéticos.
- Integración de datos de geología de superficie y subsuelo con datos geofísicos para la realización de los modelos.
- Planteamiento de un modelo estructural del subsuelo.
- Balanceo de la sección estructural.

1.3- UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona objeto de estudio está ubicada dentro de un corredor de 10 km de ancho y 244 km de largo, con un área de 2440 km^2. El perfil junto con el corredor correspondiente, comienza en el norte en la Península de Paraguaná en la localidad de Punta Barco y termina al sur de la ciudad de Barquisimeto en el Edo. Lara, cercano a la localidad de Las Cuibitas, con un rumbo aproximado de N 14°W. Para los análisis geofísicos se considera una ventana mucho más extensa delimitada por los paralelos 12°20' N y 10° N, y los meridianos 70° W y 69° W (Figura 1-2).

En la zona de estudio se usó como eje principal vial para cubrir la región la carretera de 1er. orden que conecta las ciudades de Barquisimeto y Coro con una longitud de 279 km entre ambas, conocida como Troncal #4 (CT4), gran parte de cuyo trazado se encuentra dentro del corredor de estudio y pasa por los principales poblados de la misma, entre éstos Cabure, Churuguara y Bobare. Existen otras vías pavimentadas de 2do. grado que complementan la penetración de la región partiendo de la carretera principal CT4 cuando ésta se aleja del corredor, entre las que se destacan la que comunica a las poblaciones de Aguada Grande y Siquisique; la que

conecta las poblaciones de Churuguara–Aracua–Sierra de San Luis y que actualmente es una de las más usadas; las que conecta a las diversas poblaciones de la Sierra de San Luis como Cabure y Curimagua entre otras; y la carretera que bordea la costa este de la Península de Paraguaná.

Finalmente existen innumerables vías de penetración, desde caminos hasta carreteras de tierra (según la toponimia de los mapas topográficos de Cartografía Nacional) que permiten un cubrimiento casi total de las áreas de interés, tales como las áreas norteñas de la ciudad de Barquisimeto y las montañas circundantes a la población de Aguada Grande y Churuguara entre otras.

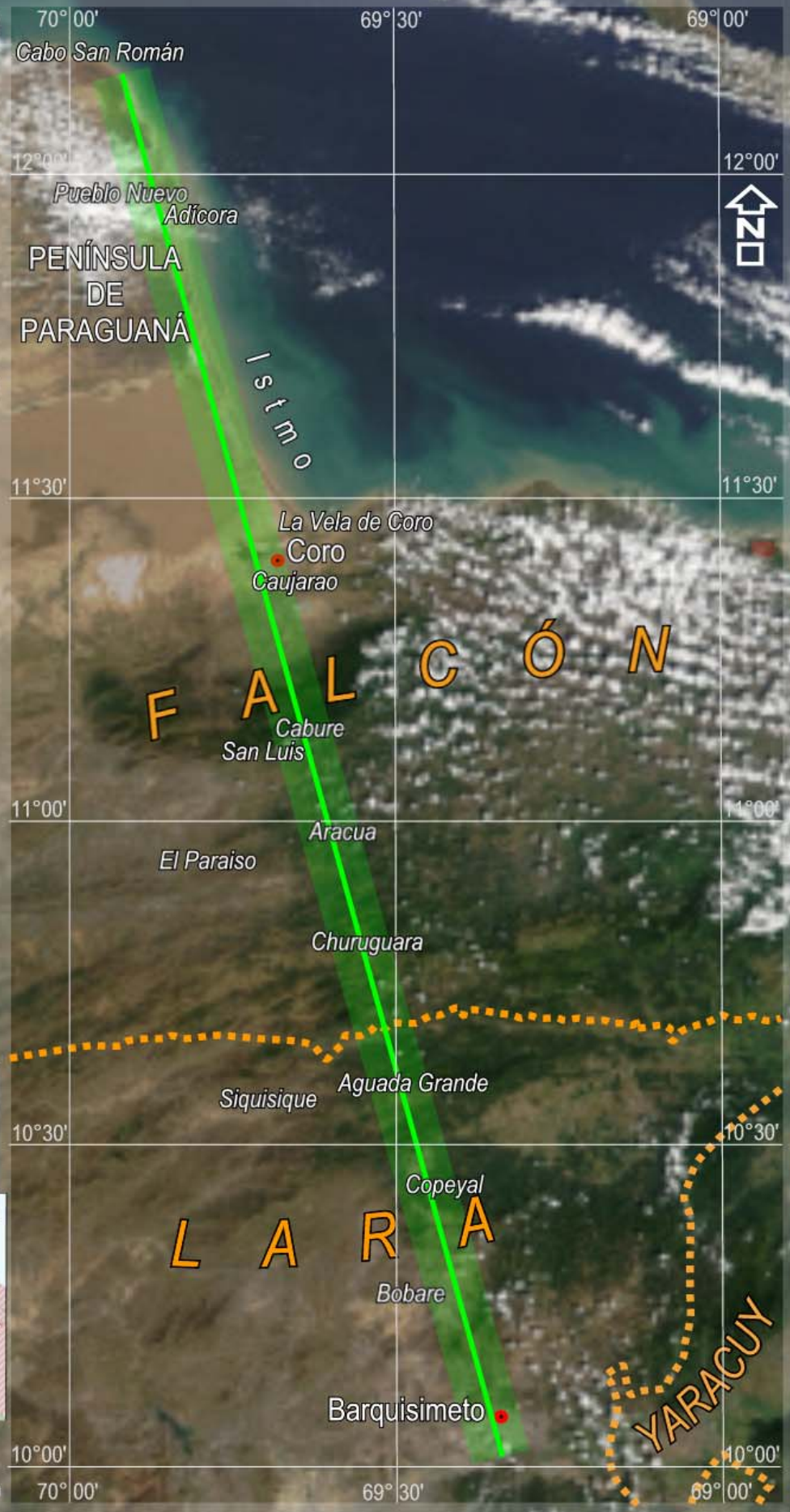
Las coordenadas usadas en este trabajo son del tipo Proyección Mercator Transversal (UTM por sus siglas en inglés) basada en los mapas topográficos de Cartografía Nacional; el dato horizontal es referido a La Canoa y el dato vertical es el nivel medio del mar. Meridiano central, 69º.

Figura 1-2: Página siguiente: Ubicación de la Región de Estudio. Foto Satelital tomada y modificada de *Earth Sciences and Image Analysis, NASA-Johnson Space Center* (2003). Mapas de Ubicación Relativa tomados de *Enciclopedia Encarta 2002*.

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA

Escuela de Geología, Minas y Geofísica

Vista Satelital de la Ubicación de la Región de Estudio



Sección

Zona de Estudio -Corredor-

Estados

Límite Estadal

Ciudad

Poblados

Ubicación Relativa

0 20 40 Km

1.4- METODOLOGÍA

1.4.1- Metodología para el Desarrollo de la Investigación Geológico-Estructural

En el estudio geológico se cumplieron las siguientes etapas:

1. **Recopilación cartográfica y bibliográfica:** Etapa en la que se realizó una recopilación cartográfica de varios autores, compañías petroleras, fotos aéreas y de Cartografía Nacional de escala 1:100.000, luego compilados en una sola base mediante el software de AutoCad® 2000 y AutoCad® 2002, que permitió un mapa 100% digitalizado y ubicado en coordenadas UTM. Igualmente se realizó una recopilación de referencias bibliográficas sobre la región para optimizar el trabajo en campo y concentrarse en las zonas con ausencia de información y con datos contradictorios. Cabe destacar que la recopilación bibliográfica ha sido continua durante el tiempo que duró este trabajo.
2. **Trabajo de campo:** Con el apoyo en campo del mapa compilado en una computadora portátil y un GPS (Global Positioning System por sus siglas en inglés) Garming® Etrex, se seleccionaron los lugares prioritarios (es decir con información contradictoria, poca o ninguna) para la adquisición de datos, mediante el uso de coordenadas en UTM, de litologías características que permitan diferenciar las formaciones geológicas y datos estructurales existentes en el corredor de estudio mediante el uso de una Brújula Brunton® y una cámara fotográfica digital, que servirían para complementar con los datos recopilados ya existentes, que tienen que ver con la geometría de las deformaciones. Toda esta adquisición se realizó en carreteras disponibles dentro del corredor gracias al uso de un vehículo todo terreno aportado por la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela. Las

anotaciones realizadas en cada afloramiento incluyó ubicación, orientación de estratos y foliaciones, orientación de elementos estructurales que conforman los pliegues y fallas, breve descripción litológica y fotografías orientadas. Todas estas anotaciones se llevaron en una libreta de campo, de las cuales se respaldaron en el mapa compilado en la computadora, los datos estructurales y litológicos (estratificación y foliación).

3. **Trabajo de oficina:** Una vez compilados los datos de campo en el mapa, se llevo a cabo al análisis estructural de dichos datos en la red estereográfica, para establecer las condiciones de esfuerzos en las litologías aflorantes en la zona. Luego se procedió a la interpretación del perfil con el uso de los datos de superficies recogidos en campo o recopilados en la primera etapa; la interpretación se basó en los trabajos de diversos autores, ya sea por comunicación personal o por artículos referentes a la Cuenca de Falcón, Napas de Lara y geodinámica del Caribe. Igualmente se usó el método "kink" en la construcción de parte del perfil, específicamente en la zona correspondiente al Anticlinorio de Falcón. Esta sección fue evaluada seguidamente en un sofware de balanceo de secciones.

1.4.2- Metodología para el Desarrollo de la Investigación Gravimétrica y Magnética

En todo estudio gravimétrico y magnético se requiere cubrir una serie de etapas entre las cuales se distinguen:

1. **Fase de Campo:** En esta etapa se realizó la adquisición de datos específicamente lecturas gravimétricas y magnéticas. Las primeras se adquirieron con un gravímetro La Coste y Romberg® modelo G-452, mientras que el instrumento utilizado para la adquisición magnética fue un magnetómetro Geometrix®; de igual manera se tomó el tiempo en que se

efectuaron dichas medidas así como lecturas altimétricas en las estaciones. Se consideraron las diferencias de cotas entre la estación y el área adyacente con el objetivo de realizar la corrección topográfica cercana.

2. **Fase de Procesamiento:** Esta fase consistió en la preparación y procesamiento de los datos hasta la obtención de anomalías gravimétricas y de intensidad magnética total, así como la separación de los efectos regional y residual. Se puede subdividir en los siguientes renglones:

    a. Etapa de pre-procesamiento de datos. Esta fase incluye los siguientes pasos:

        - Obtención de la cota a partir de lecturas altimétricas.
        - Transformación de las lecturas gravimétricas a miligales.
        - Corrección por efectos de mareas.
        - Transformación de las coordenadas (UTM a grados).
        - Cálculo de la corrección topográfica total ($C_t$cercana + $C_t$intermedia +$C_t$lejana).

    b. Corrección de datos gravimétricos hasta la obtención de anomalías de Bouguer. Incluye los siguientes pasos:

        - Corrección por deriva.
        - Corrección de aire libre.
        - Corrección de Bouguer.
        - Cálculo de anomalía de Bouguer.
        - Elaboración del mapa de anomalía de Bouguer.

    c. Corrección de datos magnéticos hasta la obtención de intensidad magnética total. Comprende los siguientes pasos:

        - Descarga de los datos almacenados en la memoria del magnetómetro.
        - Corrección por variación diurna.

- Determinación del campo geomagnético de referencia internacional (IGRF).
- Elaboración del mapa de intensidad magnética total.

d. Análisis estadístico y de superficies de tendencia. Consta de:

- Análisis de distribución de frecuencia de anomalías de Bouguer.
- Análisis de distribución de frecuencia de intensidad magnética total.
- Separación de anomalías regionales-residuales.
- Elaboración de mapas de anomalías regionales y residuales.
- Análisis espectral.

3. **Fase de integración e interpretación de los datos geológicos y geofísicos:**

Esta fase tiene por objetivo la integración de los métodos de ambas ramas geocientíficas gracias básicamente a la interpretación de la geología de superficie y anomalías gravimétricas y de intensidad del campo magnético total. Esta fase está constituida por las siguientes etapas:

- Elaboración del perfil en los mapas de anomalía de Bouguer e intensidad magnética total.
- Estudio de datos de perforación.
- Análisis de las secciones sísmicas.
- Integración geológico-estructural con los distintos métodos geofísicos aplicados.
- Modelaje gravimétrico magnético de la sección.

2-CAPÍTULO 2: SÍNTESIS GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA

El perfil mostrado en el trabajo, engloba regiones distintas pero relacionadas con una geodinámica común.

La región norte, conformada por la Península de Paraguaná y El Istmo de Los Médanos, se caracteriza por un relieve llano, monótono, cubierto en gran parte por sedimentos recientes, salvo el Cerro Santa Ana donde aflora un complejo de rocas ígneo-metamórficas de edad Cretácico Inferior y al oeste de Pueblo Nuevo, rocas ígneas paleozoicas y metamórficas jurásicas.

La parte central del perfil se sitúa desde la ciudad de Coro hasta el norte de la población de Aguada Grande. En este sector se ubica el Anticlinorio de Falcón, la estructura predominante de la cuenca que influye de manera muy directa sobre el relieve a manera de cadenas de montañas o filas y valles orientados paralelamente en dirección WSW-ENE.

Por último, al sur de Aguada Grande hasta el sur de Barquisimeto se ubica el tercer sector, caracterizado por un relieve uniforme montañoso en su parte norte pasando gradualmente a un relieve suave de planicie con colinas aisladas hacia el sur. En este sector se observan las litologías alóctonas sedimentarias a meta-sedimentarias conocidas como “Napas de Lara”.

2.1- TRABAJOS Y ESTUDIOS PREVIOS

2.1.1- Geología

En la zona de estudio se han realizado diversos trabajos a nivel de geología de superficie en regiones y áreas específicas.

Los trabajos que se incluyen a continuación son en su mayoría artículos publicados en años recientes o que aún mantienen validez en el enunciado de sus teorías o hipótesis, y donde sus regiones de trabajo respectivas se refieren directamente a la totalidad o partes del corredor de estudio. Igualmente existen

artículos publicados o Trabajos de Grado que se limitan a zonas mucho más específicas y que cubren parte o toda la rama de las áreas geológicas. De acuerdo a este criterio, estos trabajos se pueden agrupar de la siguiente manera:

Tectónica Caribe y Norte de América del Sur

La mayoría de estos trabajos describen el movimiento de la Placa Caribe desde un punto del Pacífico hasta su ubicación actual. Todos concuerdan en el movimiento transpresivo que ejerce la Placa Caribe sobre la costa noroccidental de América del Sur; pero los orígenes de ésta suelen ser diferentes, desde una protuberancia de la Placa Pacífico que se inserta entre las américas según *Malfait y Dinkelman* (1972), o como una placa anómala originada por un punto caliente (*hot spot*) en un sector conocido como Galápagos según *Duncan y Hargraves* (1984).

Otros trabajos sugieren una localidad distinta de origen de la Placa Caribe. Entre estos se encuentran *Meschede* (1998) y *Meschede y Frisch* (1998) que proponen que dicha placa se formó entre las dos Américas durante el Cretácico Medio y Superior, originado por una pluma basáltica.

Igualmente tanto los autores anteriormente citados como el resto concuerdan en que parte de la Placa Caribe subduce debajo de la Placa de América del Sur, tal como lo expresa *Mattson* (1984), quien establece el trayecto relativo de Caribe a través de polos eulianos y velocidades angulares. *Pindell y otros* (1988) describen el movimiento de las placas Caribe y América del Sur con respecto a otras placas o entre sí siguiendo un método de vectores y magnitudes, usado de manera semejante por *Burke y otros* (1984), con la variante del análisis y comparaciones de las relaciones existentes entre las diferentes litologías diseminadas en el actual límite de la Placa Caribe, en especial las que se ubican en plutones o material obductado sobre el continente (ofiolitas).

Península de Paraguaná, Cuenca de Falcón y Napas de Lara

Por ser éste un apartado mucho más extenso, se agruparán los trabajos de acuerdo a los autores y una síntesis de las investigaciones y consideradas en este trabajo que se han realizado en la región:

- *Bushmann* (1959, 1965). Realiza estudios de geología de superficie en las regiones circundantes a la ciudad de Barquisimeto. Introduce el nombre del Grupo Los Cristales, Carorita, Barquisimeto y las describe; de igual manera lo hace con las secciones de turbiditas de las Capas de Peñones de Pavia (posterior Formación Matatere).
- *Díaz de Gamero* (1977, 1989) Aporta estudios detallados de las formaciones El Paraíso y Pecaya. Estudia las relaciones de la Formación Churuguara con el resto de las unidades del centro de la cuenca. Establece la facies de la Formación Patiecitos. En base a foraminíferos planctónicos establece la edad de la Formación San Luís. Reestructura el esquema de correlación de la zona y establece la extensión geográfica real de la Formación Agua Clara, así como el límite estratigráfico Socorro-Querales para la región del Alto Coro.
- *Stephan* (1977, 1985). Concentra sus estudios en las regiones donde afloran las Napas de Lara. Es el que ofrece el estudio más detallado hasta el momento de la zona en cuanto a descripción litológica y procesos tectónicos que originaron esta unidad.
- *Beets y otros* (1984). Proponen la historia del borde sur de la Placa Caribe mediante el estudio de rocas magmáticas y metamórficas de alta presión.
- *Feo Codecido y otros* (1984). Describen los diferentes basamentos presentes en el centro y norte del país. De igual manera establecen profundidades y edades para cada uno de ellos.
- *Muessig* (1984). Sus investigaciones se concentran en la zona central del Anticlinorio de Falcón. En una de las dos publicaciones usadas en este trabajo que ofrece datos paleomagnéticos de las rocas intrusivas presentes

en la región; en su otra investigación describe las estructuras y la consiguiente tectónica de la misma zona.

- *Bartok y otros* (1985). Establecen una edad Jurásico medio para las Ofiolitas de Siquisique mediante el análisis de amonites presentes en la zona; igualmente discuten sus implicaciones tectónicas.
- *Boesi y Goddard* (1991). Describen las principales estructuras geológicas y la forma tridimensional de la cuenca basada en las descripciones de *González de Juana y otros* (1980).
- *Audemard y Romero* (1993). Analizan la sísmicidad contemporánea del área de Churuguara.
- *Audemard y Singer* (1994, 1996) y *Audemard y otros* (1994). Enfocan sus investigaciones a la descripción por sectores de la traza activa del Sistema de falla Oca-Ancón y su interacción con la región, entre otros aportes.
- *Soulas y Giraldo* (1994). Enumeran las características sismogénicas de la traza del Sistema de falla Oca-Ancón, entre otras.
- *Audemard* (1995, 1996, 2001). Sus investigaciones se concentraron en la Península de Paraguaná, costa nor-central de Falcón y regiones circundantes a la ciudad de Coro. Sus trabajos se enfocan esencialmente en la geología estructural de la región, haciendo énfasis en la neotectónica; igualmente ofrece una descripción estratigráfica de las formaciones terciarias a recientes.
- *Audemard y otros* (1995, 1999). Describen el Corrimiento de Guadalupe y ofrecen evidencias de actividad reciente. En su último trabajo amplían esta metodología con las fallas presentes en la costa norcentral de Falcón.
- *Macellari* (1995). Explica ampliamente la sedimentación o depositación de las diferentes formaciones agrupándolas en ciclos, mediante el análisis de perfiles sísmicos y pozos.
- *Rey* (1996). Realiza un estudio estratigráfico en la península de Paraguaná, enumerando y describiendo las formaciones recientes que cubren esa región.

- *Díaz de Gamero y otros* (1997). Describen la Formación Caujarao entre otras.
- *Pestman y otros* (1998). Ofrecen una descripción amplia de la paleogeografía y tectonoestratigráfía en las cuencas de Maracaibo y Falcón, a la vez que establecen el origen y el mecanismo de emplazamiento de las rocas que formarían las Napas de Lara.
- *Escorihuela y Rondón* (2002). Realizan diversos análisis petrográficos en las rocas ígneas intrusivas del centro de la Cuenca de Falcón.

Antes de finalizar las investigaciones previas, es necesario enumerar al resto de los autores que han realizado diversos estudios de geología de superficie en el área de estudio correspondiente a este trabajo, y que se encuentran ya referenciados en el *Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela* (2002). Cabe destacar que muchos de estos autores fueron usados como referencia o fuentes para la mayoría de las investigaciones detalladas anteriormente. A continuación estos autores y una breve descripción de su trabajo dentro del área:

- *Tobler* (1922). Menciona la "Lutita de Paují", posteriormente jerarquizada a formación.
- *Garner* (1926). Refiere por primera vez el nombre de "Calizas de Pecaya" (posterior Formación Pecaya). Para otro grupo de calizas le asigna el nombre de Formación Agua Clara. Es la referencia original de la Formación Cerro Misoa (posteriormente Misoa). Hace referencia a la Formación La Luna bajo el nombre de "Caliza de La Luna". Refiere al Grupo Cogollo como "Caliza de Cogollo".
- *Hodson* (1926). Realiza las primeras descripciones de las secciones aflorantes en Falcón central y norcentral. Designa originalmente a "Las Lutitas de El Paraíso", "Serie de San Luís", "Serie de Los Patiecitos", "Conglomerado de Guarabal", "Lutitas de Querales", "Serie Socorro" y "Serie La Vela" que son posteriormente jerarquizados a formaciones.

- *Liddle* (1928). Describe detalladamente la Formación Agua Clara. Refiere por primera vez al "Conglomerado de Coro". Denomina "Lutita de Colón" a la futura formación.
- *Gorter y Van Der Vlerk* (1932). Son la referencia original de la actual Formación Churuguara.
- *Senn* (1935, 1940). Introduce el nombre de Grupo Agua Negra, lo divide en tres unidades y las describe. Aporta observaciones de la Formación Patiecitos. Publica una lista de foraminíferos de la Formación San Luís.
- *Wiedenmayer* (1937). Referencia original de la Formación Caujarao y a la que nombró como "tramo Caujarao", de una sección conocida previamente como caliza, serie y Formación Damsite.
- *Künding* (1938). Publica por primera vez el nombre de la Formación La Quinta y realiza la primera descripción formal de la unidad.
- *Lopez y otros* (1944). Establecen un espesor para la Formación Aroa.
- *Sutton* (1946). Publica originalmente el nombre de Formación La Victoria y ubica su localidad tipo. Separa los términos Misoa-Trujillo, asigna esta última a la "Serie Trujillo" y propone una nueva sección de referencia.
- *Caudri* (1948). Referencia original de la Formación Valle Hondo.
- *Salvador* (1950, 1961). Autor original que nombra la Formación Ranchería, pero referenciada por *Young* (1956).
- *González de Juana* (1951). Propone un espesor para la Formación Jarillal.
- *Von Der Osten y Zozaya* (1957). Introducen el nombre de Formación Morán y la divide en dos miembros.
- *Kavanagh de Petzall* (1959). Propone otra sección de referencia de la Formación Caujarao en el Anticlinal de La Vela y describe sus tres miembros.
- *Renz* (1959, 1960). Asigna el nombre de Formación Humocaro a unas rocas descritas anteriormente en 1955. Aporta descripciones del Miembro Cujisal de la Formación Colón y la Formación La Luna.

- *Coronel y Renz* (1960). Reestablecen las unidades litológicas de la Formación Carorita. Proponen el nombre de Formación La Osa y la describen. Establecen que la Formación Barquisimeto es una masa cretácica alóctona y miden su espesor.
- *Wheeler* (1960, 1963). Aporta descripciones detalladas de las formaciones El Paraíso, Churuguara, San Luís, Guarabal e incluye la unidad San Juan de La Vega dentro de la Formación Pecaya. Establece la facies de la Formación Patiecitos. Aporta nuevos datos sobre la Formación Agua Clara.
- *Vallenilla* (1961). Reconoce y describe en detalle los miembros de la Formación Caujarao. Introduce dos miembros a la Formación La Vela. Aporta observaciones de la Formación Coro.
- *Jung* (1965). Publica la primera descripción litológica de la Formación Cantaure.
- *Bellizzia y Rodríguez* (1966, 1967, 1968, 1969). Describen a detalle la Formación Aroa e introducen los términos Mamey y Bobare para las formaciones superiores y las describen a detalle. Estudian la litología de las formaciones La Osa y Carorita. Introducen el nombre de Formación Matatere.
- *Muñoz* (1966). Usa por primera vez el nombre de Formación Quebrada Arriba.
- *Brondijk* (1967). Revisa la Formación Misoa en su área tipo, propone secciones de referencia, y la redefine junto con la Formación Trujillo.
- *Guevara* (1967). Incluye la Formación La Victoria dentro del Grupo Agua Negra, y complementa la descripción del mismo.
- *Graf* (1969) Describe la Formación Coro en su localidad tipo y la divide en dos miembros informales.
- *Feo Codecido* (1971). Estudios de geología de superficie en la Península de Paraguaná.

- *Hunter y Bartok* (1974). Son la referencia original de la Formación Paraguaná y la dividen en dos miembros. Ofrecen una descripción detallada de la Formación Cantaure.
- *González de Juana y otros* (1980). Agrupan la historia geológica de Venezuela en dos tomos, todavía en vigencia. Enumeran y describen las formaciones en cuanto a su génesis, litología e interacción con las estructuras geológicas presentes en sus correspondientes regiones.
- *Bellizia* (1986). Reconsidera la edad de la Formación Carorita.
- *Macsotay y otros* (1987). Complementan y establecen nuevas características de las formaciones cretácicas de las Napas de Lara.
- *Wozniak y Wozniak* (1987). Precisan la edad de la Formación Caujarao en base a foraminíferos planctónicos.
- *Díaz de Gamero y otros* (1988). Describen detalladamente la Formación Querales en su sección tipo, aportando datos más precisos.
- *Esteves y Villalta* (1989). Describen las formaciones Patiecitos y Guarabal en áreas diferentes a la ubicación tipo. Interpretan el tipo de sedimentación de la Formación Querales.
- *Pitelli y Molina* (1989). Describen totalmente las formaciones que integran el Grupo Agua Negra.
- *Rey* (1990). Realiza un estudio detallado de la Formación La Vela.

2.1.2- Geofísica

En la región noroccidental de Venezuela se han aplicado métodos geofísicos en su mayoría con el propósito de estudios de prospección petrolera, estando entre los métodos más usados la gravimetría y magnetometría.

Otros estudios realizados en la región han sido el análisis de la sismicidad y la tomografía sísmica, ambos aplicados para el análisis geotectónico de la zona de subducción entre las placas Caribe y suramericana.

GRAVIMETRÍA

La región noroccidental de Venezuela manifiesta una orientación preferencial E-W en sus mayores estructuras y aparecen surcadas por numerosas fallas (Figura 2-1). La información gravimétrica en el área de estudio permite diferenciar zonas estructuralmente diferentes, cuyos límites coinciden con grandes estructuras conocidas. Del estudio de la anomalía se puede definir tres provincias tectónicas según *Rodríguez* (1974):

1. Provincia al norte de la Falla de Oca, con valores positivos de anomalía de Bouguer, que incluye la Península de la Guajira, la de Paraguaná, las islas de Aruba, Curazao y el archipiélago de los Monjes.
2. Provincia que ocupa la Cuenca del Lago de Maracaibo y se caracteriza por un patrón de anomalías fuertemente negativas.
3. Provincia al este del sistema de fallas del Lago de Maracaibo, incluye el estado Falcón, el sur de Paraguaná y el estado Lara. En esta región se alternan anomalías positivas y negativas.

La observación del mapa de anomalía de Bouguer señala la influencia de los efectos regionales muy marcados como son la Cuenca del Lago de Maracaibo y el Golfo de Venezuela con anomalías negativas y la existencia de intrusiones en la Península de Paraguaná. La evidencia de la Falla de Oca fue postulada por *Feo Codecido* (1970) en la región sur del estado Falcón a través de estudios geofísicos del subsuelo y perfiles gravimétricos que garantizaron el control de la falla.

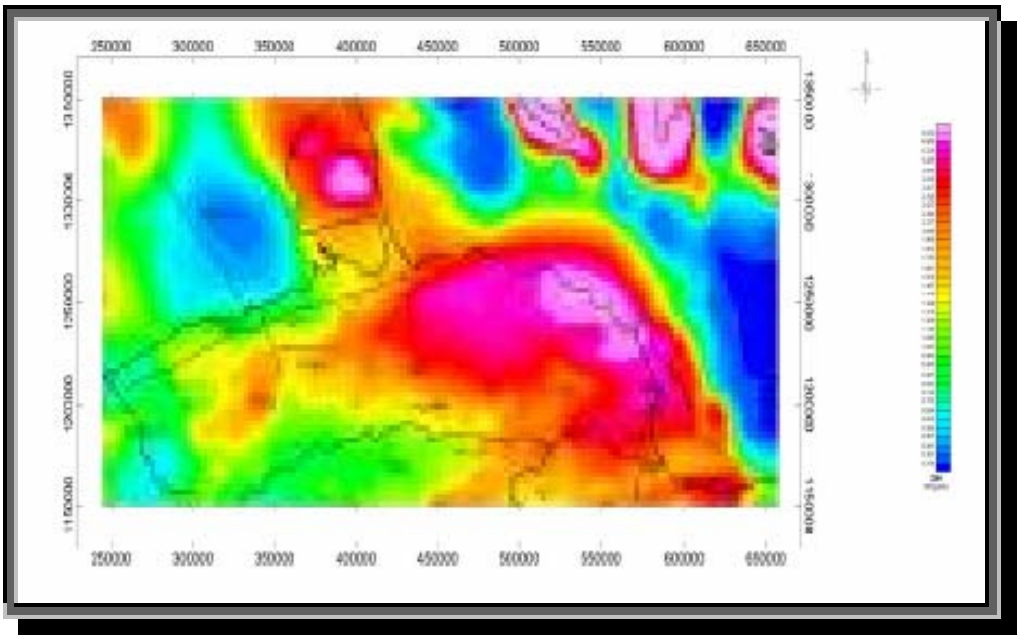


Figura 2-1: Mapa de Anomalía de Bouguer en miligales Tomado de *Díaz* (2002).

MAGNETOMETRÍA

El oeste de Venezuela se divide en provincias magnéticas (Figura 2-2), definidas por sus características geométricas y sus anomalías. Estas provincias se definieron a partir de estudios magnéticos realizados por las compañías petroleras en la década de los 50. Según *Bonini* (1984), en el noroccidente de Venezuela se encuentra la provincia Guajira-Paraguaná de anomalías E-W, las cuales se ubican al norte de una zona de fallas E-W, extendiéndose del sur de la Península de Paraguaná cruzando el Golfo de Venezuela, hasta llegar al sur de la Península de la Guajira. Al sur de esta provincia se encuentra la provincia de Coro con tendencia noroeste. Luego se encuentra la provincia de Oca cuyas líneas de anomalías tienden a una dirección E-W limitada al norte por la provincia de Coro. Los rasgos geológicos que pueden producir estas anomalías magnéticas son bloques de fallas E-W, fallas oblicuas en dirección E-W y probablemente las intrusiones en la corteza paralelas a estos rasgos.

En el estado Falcón se ha realizado en los últimos años el estudio del campo magnético con el propósito de determinar las tendencias estructurales, con los cuales

se han evidenciado varias estructuras entre las que se destacan la intrusión ígnea del Cerro Santa Ana, la Cuenca de Bonaire, el Golfo de Venezuela, y el Anticlinorio de Falcón (*Bonini,* 1984).

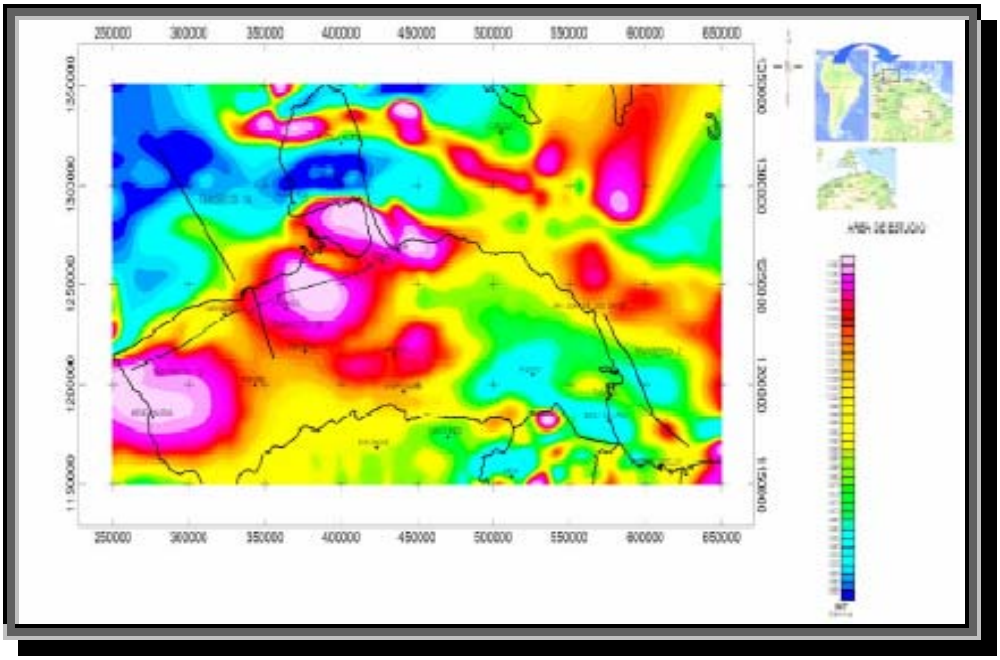


Figura 2-2: Mapa de Intensidad Magnética Total (IMT) en gammas Tomado de *Díaz* (2002).

SISMICIDAD

En la región noroccidental de Venezuela la sismicidad ha sido útil principalmente para confirmar la actividad tectónica reciente de algunos accidentes estructurales. Según *Audemard* (1994), la información sismológica de esta región es muy poca por la baja recurrencia de sismos (Figuras 2-3 y 2-4). Por esta razón el análisis sísmico se ha realizado a partir de un enfoque geotectónico y eventualmente paleosísmico.

Los estudios del Sistema de fallas Oca-Ancón por *Audemard* (1994), han establecido la ocurrencia de sismos de magnitudes 7,4-7,5 con una recurrencia de 1752 ± 133 años para Ancón y 4300 ± 1000 años para Oca, y estimado la velocidad

global del sistema en el orden de 2 mm/a. En la región de Falcón también existen numerosas fallas cortas activas, capaces de generar sismos máximos de magnitud probable entre 6,7 y 7,0 con recurrencias generalmente superiores a 1500 años y con una velocidad de desplazamiento menor a 0,5 mm/a. La ruptura de falla puede ser establecida por medio de la sismicidad asociada a cada accidente sismogenético. *Audemard* (1994), afirma que en esta región la sismicidad es muy superficial y en general inferior a los 20 kilómetros.

También se han realizado estudios de sismicidad por *Malavé y Suárez* (1995) en el occidente del país, quienes a partir de una distribución de los hipocentros en el norte de Colombia y occidente de Venezuela, sugieren la presencia de una subducción litosférica en la región. Esta lámina de subducción tiene una dirección de NNE-SSW, la cual se extiende a una distancia mayor a los 400 km y profundiza al sureste. La orientación y geometría de la lámina sugieren una fuerte subducción ocasionada por el paso de la Placa Caribe al norte de Colombia, que ha ocurrido subsecuentemente por lo menos desde el Eoceno Medio.

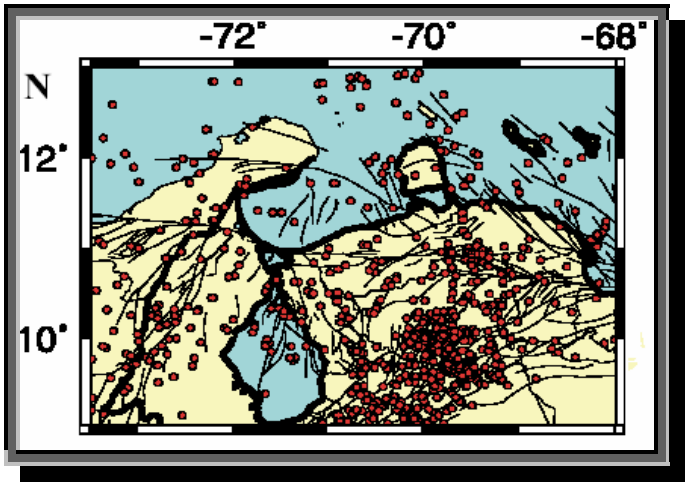


Figura 2-3: Mapa de sismología de la región noroccidental de Venezuela (Audemard 2002).

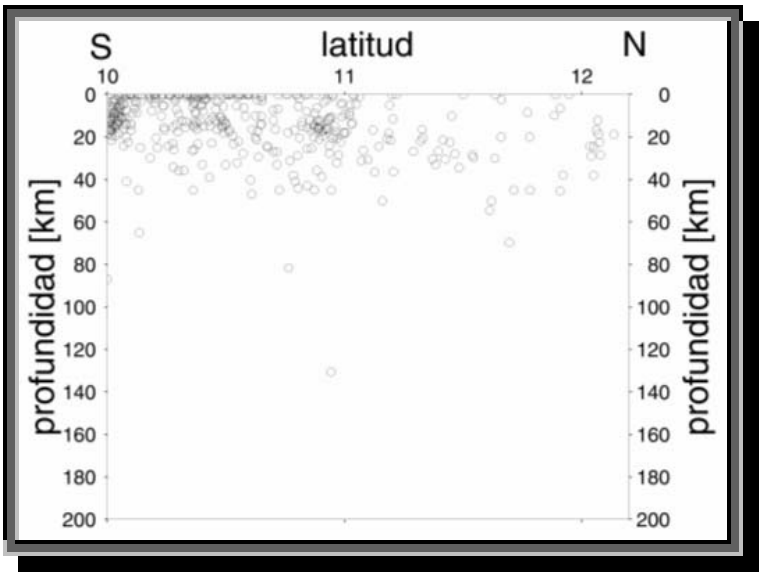


Figura 2-4: Perfil de sismicidad N-S, Falcón Lara. Suministrado por FUNVISIS.

TOMOGRAFÍA SÍSMICA

En la zona noroccidental de Venezuela se ubica una zona de compleja interacción de las placas suramericana y Caribe. El estudio de tomografía sísmica realizado en esta zona fue desarrollado por *Van Der Hilst* (1994) (Figura 2-5).La técnica de tomografía sísmica se utiliza para evaluar las propiedades físicas de un medio a partir de datos medidos, tales como ondas mecánicas, acústicas o electromagnéticas que viajan a través del medio.

Según la investigación de *Van Der Hilst* (1994) en las costas venezolanas destaca un prisma de acreción de la subducción colombo-venezolana (Placa Caribe). Dicha zona de subducción se extiende a lo largo de las costas colombo-venezolana con una polaridad hacia el sur y constituye un límite de placas entre la corteza oceánica de la placa caribeña y la corteza probablemente transicional de la placa suramericana. El "slab" de la zona de subducción estaría a unos 100 km de profundidad por debajo de la población de Churuguara y a 200 km por debajo de la cordillera andina, de esta forma la lámina de subducción tendría una suave inclinación hacia el sur con un ángulo menor a los 20 grados; esta subducción se

confirma en el trabajo de *Malavé y Suárez* (1995) basado en la sismicidad en el occidente del país.

Figura 2-5: Mapa de subducción. Se representa la profundidad del slab de la placa Caribe en líneas negras, basado en el estudio de tomografía sísmica de *Van Der Hilst* (1994) (*Giraldo y otros*, 2002).

2.2- GEODINÁMICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Cuenca de Falcón se forma a partir de procesos geodinámicos que a nivel macro aparentan ser simples; dicho proceso se inicia con el emplazamiento hacia el sur a principios del Paleoceno Superior de una masa de rocas cretácicas en primer término, de metamorfismo muy bajo (*Mattson*, 1984), sobre lo que sería posteriormente el margen pasivo andino.

Según *Pestman y otros* (1998), las napas se relacionan genéticamente a la Cordillera Occidental de Colombia, la cual está formada por la colisión de placas oceánicas del Pacífico contra la Cordillera Central durante el Cretácico Superior. Dichas placas siguieron desplazándose hacia el este debido a la poca resistencia presentada por la Cordillera Central formando la Placa Caribe (*Pindell y Barrett,* 1990). Igualmente *Pestman y otros* (1998) indican dos fases de compresión por parte de la Placa Caribe contra la Placa de América del Sur durante su continuo paso en dirección hacia el este con respecto a esta última; la primera de estas compresiones dio origen a las Napas de Lara, las cuales posiblemente se desplazaron hacia el sur inicialmente, cambiando luego hacia el sureste debido a la presencia del Arco de Mérida (*Lugo,* 1994).

Varias fases de emplazamiento de las napas fueron reconocidas por *Stephan* (1985), entre las que se destaca el emplazamiento del cuerpo principal en el Paleoceno Superior; en frente a las napas ocurrió la deformación de los estratos cretácicos de plataforma. Gracias a la erosión de estos estratos, los mismos proporcionaron el material para los sedimentos marinos profundos de las primeras unidades de Matatere (I y II según *Stephan* 1977, 1985) que se depositaron en la antefosa que se formó al sur de las napas. Una segunda fase implicó el corrimiento de las Napas de Tinaco-Tinaquillo al este de las Napas de Lara durante el Eoceno Medio, causando que esta última fuera sobrecorrida formando la unidad de Siquisique. Otra fase de compresión se reactivó a finales del Eoceno Medio originando un nuevo corrimiento en el frente de las Napas de Lara conocido como el Corrimiento de Carora-El Tocuyo, causando que toda la secuencia alóctona y de

antefosa se hayan desplazado hacia el sur tectónicamente (Figura 2-6). Toda esta secuencia alóctona forma parte del cinturón deformado del Caribe Sur y a su vez sirvió de "basamento" para las futuras secuencias de la Cuenca de Falcón.

La depositación de las secuencias eocenas a recientes de Falcón, se realiza sobre una cuenca elongada WSW-ENE, que profundiza hacia el este y la misma se estrecha en su parte central, conocida como Canal Central, y que a su vez la divide en dos subcuencas: Falcón Occidental y Falcón Oriental o de Agua Salada, según descripciones previas de *González de Juana* (1938), *González de Juana y otros* (1980) y *Wheeler* (1960).

Figura 2-6: Secuencia cretácica correspondiente a la Formación Barquisimeto (coloración clara) sobre secuencias cretácico superior-paleocenas correspondientes a Matatere I. Cercano al caserío de El Tural a unos 15 km al norte de Barquisimeto. Orientación de la Fotografía: N 10°W. (Juan C. Sousa).

La cuenca falconiana atraviesa por fases de distensión que originaron altas subsidencias en su zona central y favorecieron la depositación de las futuras formaciones oligo-miocenas. Diversos autores (*Muessig,* 1984; *Boesi y Goddard,*

1991 y *Macellari,* 1995 entre otros) apoyan como origen esta fase extensiva y subsiguiente subsidencia, al desarrollo de una cuenca "pull apart" en el Eoceno causada por el paso de la Placa Caribe hacia el este con respecto a la Placa de América del Sur. Esta teoría no explica la disposición de las rocas ígneas basálticas presentes en el centro de la Cuenca de Falcón (Figura 2-7); según *Audemard* (com. pers.) partiendo de que estas rocas son de origen fisural de la corteza (zona de mayor profundidad de la cuenca "pull apart") y siguiendo fielmente el esquema de *Wilcox* (explicado posteriormente en el capítulo 3, página 97), los esfuerzos σ_1 y σ_3 no coinciden con la orientación de dichas rocas ígneas que poseen en conjunto una orientación WSW-ENE en vez de NNW-SSE. Por eso este autor propone una cuenca de **graben extensivo** con orientación subparalela a las rocas ígneas del centro de la cuenca.

Según *Boesi y Goddard* (1991), la paleogeografía en el Eoceno Superior (Figura 2-8 A) consistía en un alto topográfico de los bloques metamórficos de la Formación Barquisimeto (*Pumpin,* 1978) levantados al sur, que posteriormente serían cabalgados por el flysch de Matatere (Matatere III según *Stephan,* 1985) durante la orogenia andina; los otros altos que se encuentran al oeste y al norte pasarían a conocerse después como la plataforma de Dabajuro y el Alto Paraguaná-Coro.

En el Oligoceno (Figura 2-8 B) la zona de sedimentación nerítica migra hacia el norte junto con la paleocosta del sur; el Alto de Paraguaná pasa a ser una isla debido a la transgresión marina de ese momento (Formación El Paraíso). En este mismo periodo empiezan a intrusionar los basaltos en el centro de la cuenca (*Muessig,* 1984) gracias a trincheras subsidentes o graben (*Audemard*, com. pers.).

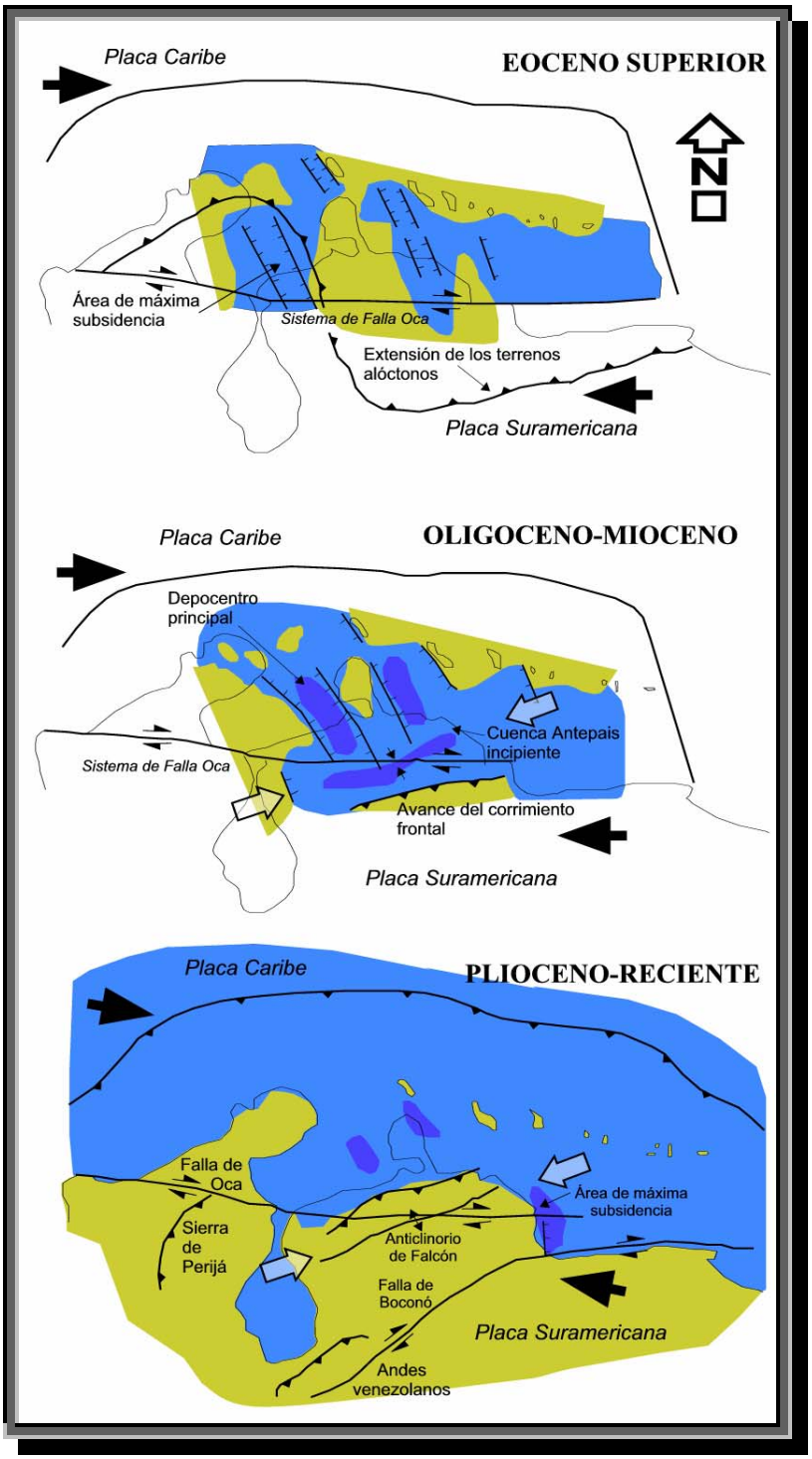


Figura 2-7: Evolución de la cuenca "pull apart" en el noroccidente de Venezuela. Nótese el eje de las rocas ígneas indicado por las flechas vacías, perpendicular a los surcos (Oligoceno-Mioceno). Tomado y modificado de *Macellari*, 1995.

Los complejos movimientos tectónicos crecen en el Mioceno (Figuras 2-8 C y D), controlando fuertemente la sedimentación. Actualmente ésta sigue bajo un régimen de desplazamiento horizontal tectónico caracterizado respectivamente por el máximo y las tensiones horizontales mínimas orientadas NNW-SSE y ENE-WSW (*Audemard*, 1993). En este periodo la cuenca empieza a invertirse, causando que en el antiguo Canal Central o centro de la cuenca cesara la depositación (Formación Pecaya), originando a su vez que surcos sinsedimentarios ubicados en el flanco norte siguieran llenándose gracias a factores relacionados con tectonismo extensional. El sector ocupado en el Canal Central por los sedimentos oligo-miocenos y depositados sobre la secuencia alóctona, fue usado como amortiguador por parte de la Cuenca de Bonaire (*Audemard*, 2001) donde se transformaría por compresión en el actual Anticlinorio de Falcón, dividiendo así las subcuencas que se encuentran a ambos lados, y al mismo tiempo la separación de dos provincias sedimentarias, predominando al sur facies marino-someros (Formación Churuguara), lacustre y sedimentos fluviales, y al norte facies marino profundo a transición costera (Formación San Luís). Al final de este periodo, los movimientos tectónicos asociados a desplazamientos laterales a lo largo del límite Caribe-América del Sur se hacen evidentes y la depositación de las futuras formaciones carbonáticas de Caujarao y La Vela sucedió en el tope de horst y altas plataformas (*Macellari,* 1995).

En el Plioceno ocurre toda la actividad tectónica tardía, donde el área norte es la más afectada y es la responsable del levantamiento del actual sistema de montañas. Esta misma actividad tectónica afectó las terrazas (*Audemard*, 1996).

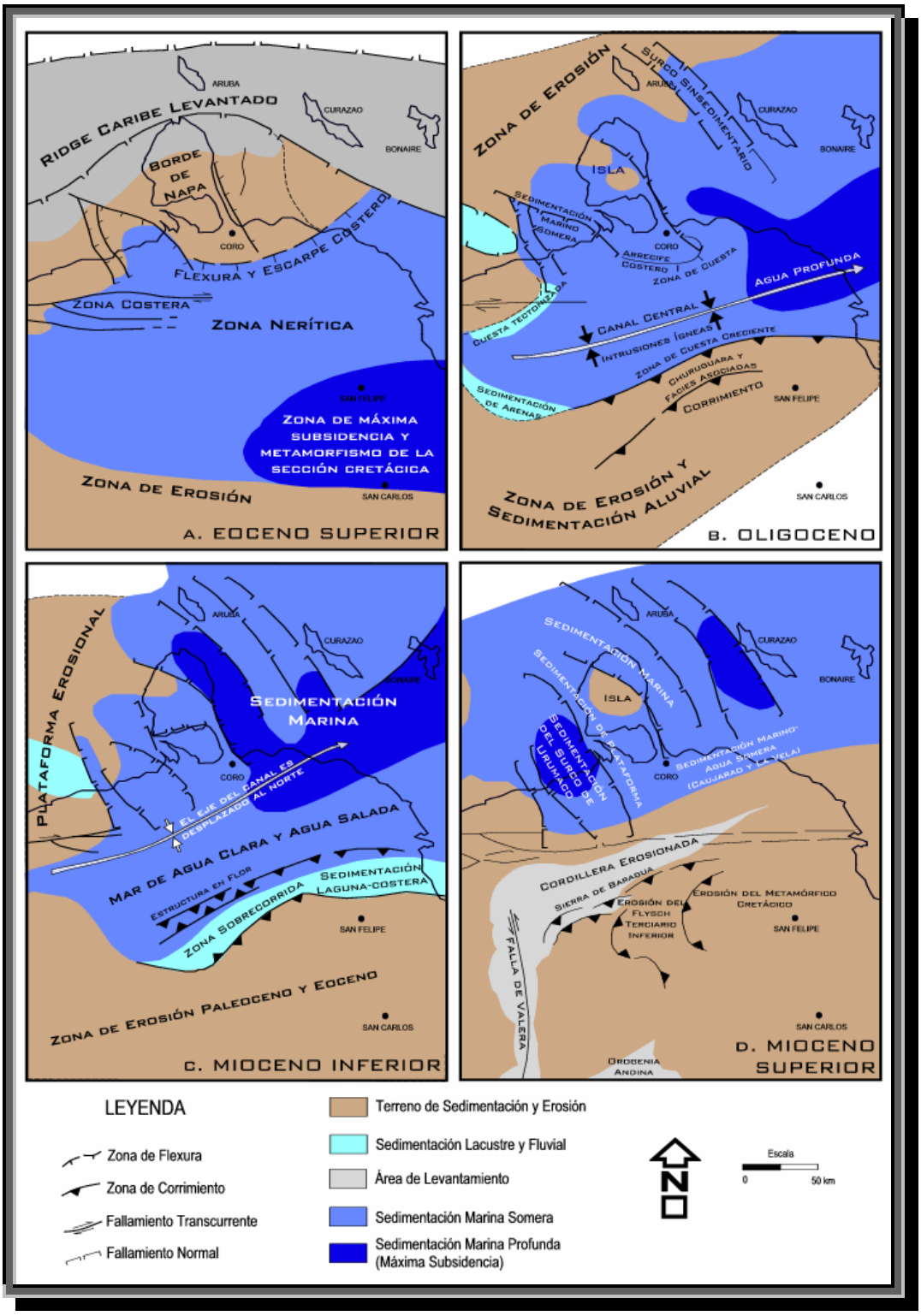


Figura 2-8: Situación paleogeográfica en el Eoceno Superior (A), Oligoceno (B), Mioceno Temprano (C) y Mioceno Superior (D). Tomado y modificado de *Boesi y Goddard* (1991)

Continuando con la geodinámica de la región, es cierto también que la región norte del país está sobre la zona de interacción entre dos placas tectónicas, de las cuales se acepta que la Placa Caribe se mueve relativamente al este con respecto a la Placa de América del Sur, esto según un gran número de autores que han realizado trabajos sobre la región, añadiendo que dicho movimiento no es de tipo transcurrente puro, ya que se acepta que dicha dinámica posee una componente que ocasiona que la Placa Caribe subduzca por debajo del continente (*Van Der Hilst,* 1994; *Giraldo y otros,* 2002 y *Audemard y Singer,* 1996). Todo esto conlleva a que exista una ancha franja de deformación en toda la región costera del país, como lo demuestra la actividad sísmica en dicha zona, en especial en la Cuenca de Falcón, en donde el máximo esfuerzo compresivo para la región proviene del NNW (*Audemard y Singer,* 1996).

Actualmente se establece que la Cuenca de Falcón es transportada tectónicamente al norte por el continuo levantamiento de la orogenia andina en el sur (*Giraldo,* com. pers; *Di Croce,* com. pers.).

Todas estas variables anteriores ocasionan que se puedan diferenciar cinco familias de fallas activas, según *Audemard y Singer* (1996) (Figura 2-9) en sus estudios geotectónicos de la región. Estos grupos de fallas son los siguientes:

- Fallas dextrales E-W. Sistema de fallas Oca-Ancón, Falla de Adícora.
- Fallas dextrales NW-SE, fallas sintéticas E-W. Fallas La Soledad y Santa Rita entre otros.
- Fallas normales NNW-SSE. Fallas de Cabo San Román, Puerto Escondido y Los Médanos.
- Fallas sinestrales norte sur. Fallas de Carrizal y de El Hatillo.
- Fallas inversas ENE-WSW, sub-paralelas a los ejes de pliegues. Fallas de Mina de Coro, Taima Taima y Chuchure.

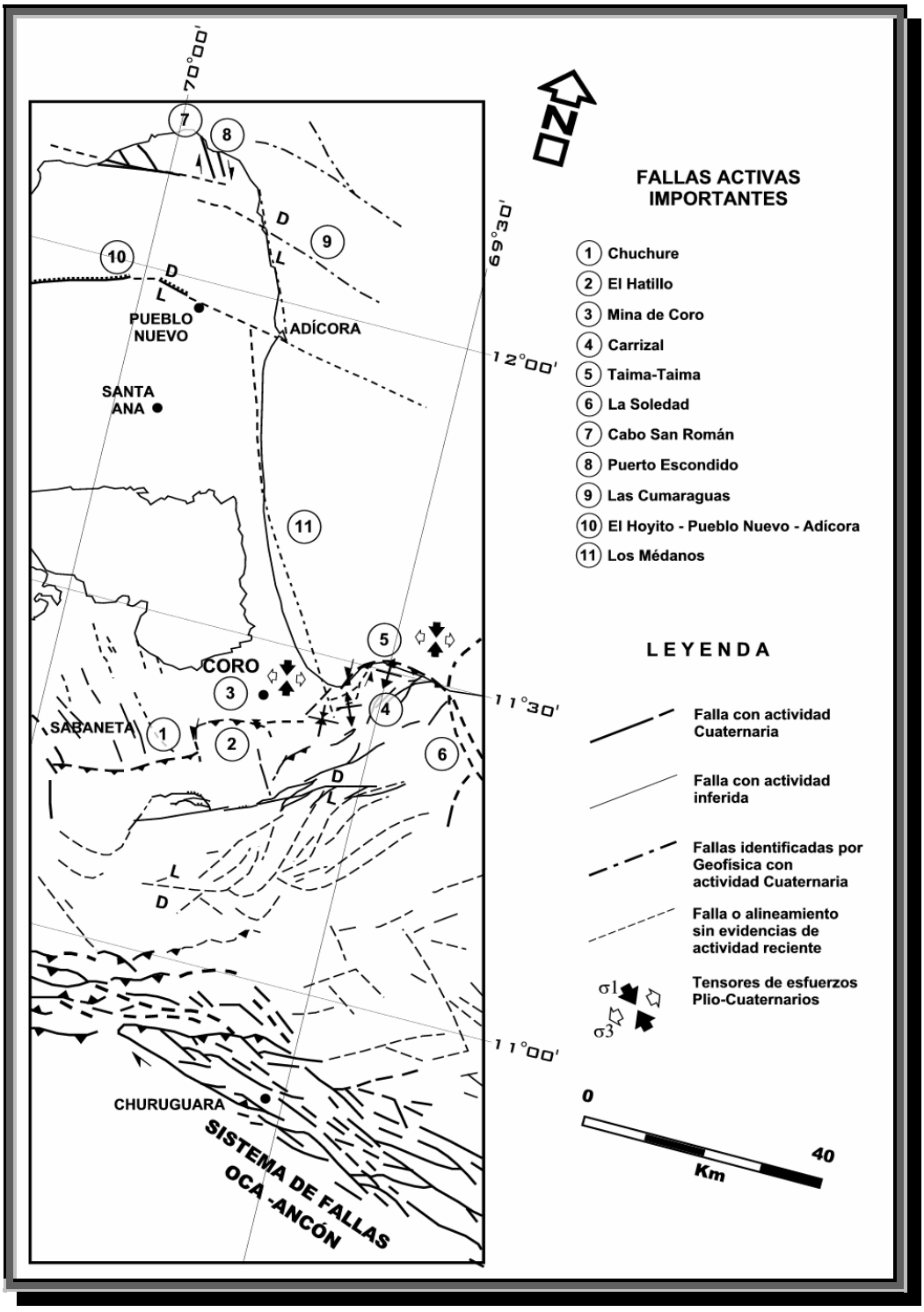


Figura 2-9: Mapa neotectónico de la región adyacente al perfil correspondiente al Edo. Falcón. Tomado de *Audemard y Singer* (1996) y *Audemard* (1996).

De estas cinco familias o grupos de fallas, tres afectan directamente la zona de estudio, correspondiente a las fallas dextrales E-W, fallas normales NNW-SSE y fallas inversas ENE-WSW; éstas se desglosarán a continuación de acuerdo a su ubicación geográfica.

2.2.1- Península de Paraguaná

Audemard (1996, 2001) en trabajos realizados en la región de Paraguaná, enumera varias estructuras a partir de observaciones geomorfológicas, tales como terrazas marinas o barreras de arenas situadas a varios metros sobre el nivel del mar, y concluye que estas estructuras son actualmente activas.

A pesar que el bloque de Paraguaná (Figura 2-10) ha sido muy estable durante la orogenia andina según *Feo Codecido* (1971), la costa este de la península, al igual que el resto, se encuentra controlada por fallas activas desde el Pleistoceno Inferior, gracias a observaciones hechas por *Danielo* (1976) en algunas terrazas marinas. Actualmente se maneja que el bloque de Paraguaná ha acumulado un levantamiento desde el Plioceno-Terciario Neógeno (*Audemard,* 1996).

Entre las fallas que cruzan la costa oriental de la península están las fallas dextrales con componentes normales de vergencia sur de Las Cumaraguas, y de Adícora; esta última se presenta en los mapas como una extensión de la falla de El Hoyito–Pueblo Nuevo en su extensión oeste, teniendo ambas una orientación E-W. Posiblemente truncándose con la falla de Adícora, se encuentra la falla normal de Los Médanos, con orientación NNW-SSE, subparalela al istmo del mismo nombre (*Audemard,* 1996). Es posible que en este sector, según apreciaciones en mapas estructurales de la zona, la falla de Adícora-Pueblo Nuevo-El Hoyito delimite la costa norte de lo que se conoció como el "Alto Paraguaná".

La falla de Los Médanos, activa posiblemente desde el Oligoceno, controla la costa este del istmo, representando a su vez la falla oeste del surco que originó la depositación de las secuencias presentes en la Bahía de La Vela.

Figura 2-10: Foto satelital de la Península de Paraguaná. En el recuadro se indican las principales fallas que afectan la zona del corredor. Tomado de *Earth Sciences and Image Analysis, NASA-Johnson Space Center* (2003).

2.2.2- De Coro al Sur de Churuguara

Es la región de mayor importancia estructural y geodinámica en los actuales tiempos, ya que concentra en sí estructuras de suma importancia en lo que respecta a toda la región occidental del país. Se caracteriza al norte por estructuras de compresión pura, como fallas de corrimiento o pliegues asimétricos con transporte tectónico hacia el norte, pasando gradualmente a estructuras transcurrentes y transpresivas hacia el sur.

Comenzando desde Coro, se pueden distinguir las siguientes estructuras:

Corrimiento de Mina de Coro: conocido también como Corrimiento de Guadalupe o Taima Taima en su sector más oriental, es el responsable de los fuertes buzamientos de los conglomerados de la Formación Coro, al sur de la ciudad del mismo nombre, al igual que el Anticlinal de La Vela en el este (entre los poblados de La Vela de Coro y Taima Taima), según la cartografía disponible de la zona. Esta falla aflora en la localidad de El Hatillo, en una antigua mina de carbón ahora abandonada, al suroeste de la ciudad de Coro (*Audemard,* com. pers.).

Este corrimiento posee una geometría compleja, ya que la misma presenta varios planos de corrimiento o cabalgamiento desplazados entre sí por fallas transcurrentes, que funcionan como zonas de transferencia realizada en este caso por la falla de Carrizal (Figura 2-11), al este del corredor (*Audemard,* 1995).

Dentro del corredor se observa que dicho corrimiento es el límite entre los relieves positivos que circundan la Sierra de San Luís y la llanura baja-costera en la cual se asienta la ciudad de Coro, y la misma se puede observar en la carretera Coro-Churuguara cercana a Caujarao.

Figura 2-11: Falla de Carrizal (pared rocosa del fondo del cementerio) cercano al muelle de El Muaco, La Vela de Coro, Edo. Falcón. (Juan C. Sousa).

Las formaciones que se encuentran en este sector, sobre todo la Formación Coro, se ven afectadas, tal como se observa en los fuertes buzamientos, dando a entender que los mismos representan el limbo de un anticlinal asimétrico, producto de la misma geodinámica y geometría del corrimiento, el cual buza según diversos autores alrededor de 30° al sur. Según *Audemard* (2001), la geometría de este anticlinal asimétrico corresponde con un temprano pliegue de propagación de falla ("fault propagation fold"), y la dirección del esfuerzo de compresión es NNW-SSE.

Anticlinorio de Falcón: Es una serie de pliegues paralelos a subparalelos que se forman en Falcón central, orientados WSW-ENE, producto del empuje de esfuerzos provenientes del NNW, tal como lo han establecido diversos autores.

Esta estructura, la más característica de la región, afecta la secuencia depositada en el Oligo-Mioceno, es decir, las formaciones del Grupo Agua Negra, El Paraíso y Pecaya entre otras, y que para el caso de este trabajo son las que se encuentran presentes dentro del corredor. La Formación El Paraíso conforma el

núcleo de los anticlinales, cubiertos por las lutitas de Pecaya, que a su vez ocupan los valles entre las sierras y filas de la región.

Este anticlinorio mantiene sus condiciones como tal entre el norte de la población de Churuguara y la Sierra de San Luís, salvo por algunos desplazamientos causados por fallas transcurrentes concentradas en los flancos sur y norte de la estructura.

Sistema de Fallas Oca-Ancón: Este sistema de fallas de tipo dextral, es el de mayor tamaño en el norte del continente, extendiéndose desde la costa oeste de Colombia (Santa Marta), pasando por el norte de Perijá en la Península de La Guajira, la isla de Toas, las llanuras costeras del norte del estado Zulia, las sierras de Falcón sur central, hasta los valles de Aroa, donde se une con el sistema de fallas de San Sebastián; posee una longitud mayor a los 600 km (*Audemard,* 1996; *Audemard y Singer*, 1996).

La traza de esta estructura suele ser única, o de no ser así, bien definida mediante escarpes de fallas presentes en las llanuras costeras del estado Zulia, pero esto cambia justo en el corredor, donde la traza de la falla empieza a diverger y converger entre sí, justo en las adyacencias de las poblaciones de Churuguara y Mapararí en el sur de Falcón. En este sector, la falla cambia su rumbo regular de W-E a WNW-ESE, acompañado igualmente de un cambio de estilos estructurales según *Audemard y otros* (1994). Allí el sistema de fallas se observa como una serie de fallas subparalelas dispuestas "en echelón", que cortan los pliegues del anticlinorio en forma transversal, constituyendo así una franja de deformación de 15 a 20 km de ancho, abarcando la misma desde los alrededores de la población de Churuguara hasta posiblemente al sur de la población de Aguada Grande. Estas trazas son difíciles de ver debido a los pocos afloramientos e incluso a través de las fotos aéreas.

La cinemática de las diversas trazas cambia de acuerdo a su disposición geométrica con respecto al esfuerzo del movimiento, el cual suele ser dextral con ciertos componentes compresivos, convirtiéndola en un sistema transpresivo en todos

los segmentos orientados E-W, y de tipo mayormente inverso en segmentos WSW-ENE (Figura 2-9, página 35).

Varios de estos autores señalan que este sector del Sistema de fallas de Oca-Ancón forma una "cola de caballo" que busca unirse con el otro segmento situado más al sureste y que continúa hasta los valles de Aroa, infiriéndose que la estructura de la falla en el subsuelo es una estructura en flor (*Soulas y Giraldo,* 1994). Estos autores señalan que estas fallas fueron producidas por el "rifting" del Oligoceno superior-Mioceno inferior, que seccionó el protosistema de Oca y que desplaza al sureste su segmento oriental, alegando así que la propagación posterior del sistema se hizo mediante un conjunto de nuevas fallas que encontraron los dos segmentos separados.

2.2.3- Del Sur de Churuguara a Barquisimeto

Esta tercera parte del corredor se caracteriza por el afloramiento de las Napas de Lara, conformadas por las formaciones Matatere (flysch paleoceno-eoceno), Barquisimeto, Bobare y algunas de carácter local que afloran al norte de la ciudad de Barquisimeto como son Carorita y La Osa.

Esta napa de litología metasedimentaria ha sufrido una serie de múltiples esfuerzos regionales debido a su emplazamiento sobre el margen pasivo.

En la Figura 2-12 se aprecia la geología de la zona de las napas, observándose tres familias de fallas: la primera se sitúa al norte, en la Serranía de Aguada Grande-Siquisique, su orientación es E-W, convirtiéndola posiblemente en parte del Sistema de falla de Oca-Ancón; el movimiento de esta falla es transcurrente transpresivo dextral. La otra serie o familia se orienta SW-NE al igual que la Falla de Boconó al sur de Barquisimeto; específicamente en la misma Figura 2-9, se destacan tres fallas posiblemente transcurrentes dextrales, de los cuales la traza norte es la principal y delimita las napas Eoceno Medio a Superior o Matatere III (*Stephan*, 1985) en su lado norte y las napas cretácica o formaciones Barquisimeto y Bobare. La última familia de fallas es de cabalgamientos hacia el sur en los alrededores de la ciudad de

Barquisimeto, causando que las secuencias se inviertan, observándose al norte de la ciudad que el Cretácico Inferior cabalga sobre el Cretácico Superior y éste a su vez sobre el Paleoceno-Eoceno Inferior (Matatere II).

2.3- GEOLOGÍA REGIONAL

En la región estudiada pueden delimitarse claramente dos tipos de litología, rocas sedimentarias de edad Eoceno hasta Cuaternario que descansan sobre otra serie de rocas de litología sedimentaria a metasedimentaria que aflora al sur de la sección conformada por rocas cretácicas a eocenas de las Napas de Lara.

Las Napas de Lara son una serie de rocas alóctonas, con un grado bajo de metamorfismo (formaciones Barquisimeto y Bobare) y sedimentarias (Formación Matatere), provenientes de zonas del noroeste que se desplazaron sobre las rocas autóctonas terciarias y cretácicas del margen pasivo de la Cordillera de Los Andes (*Stephan*, 1977, 1985; *Pestman y otros*, 1998). Esto se resume en la Figura 2-13 que muestra la síntesis geológica del perfil.

A continuación se enumeran las formaciones de acuerdo a sus edades y su "situación" geológica:

2.3.1- Las Napas de Lara

Entre finales del periodo Cretácico e inicio del Terciario, comienza a emplazarse sobre el margen pasivo del norte de América del Sur, una serie de rocas alóctonas genéticamente iguales a la Cordillera Occidental de Colombia; ésta a su vez formada por la colisión de placas oceánicas del Pacífico contra la Cordillera Central durante el Cretácico Superior (*Pestman y otros,* 1998), sobre las regiones de los actuales estados Falcón y Lara. El tope de estas secuencias conformaría el basamento en el que se depositaría la Cuenca de Falcón.

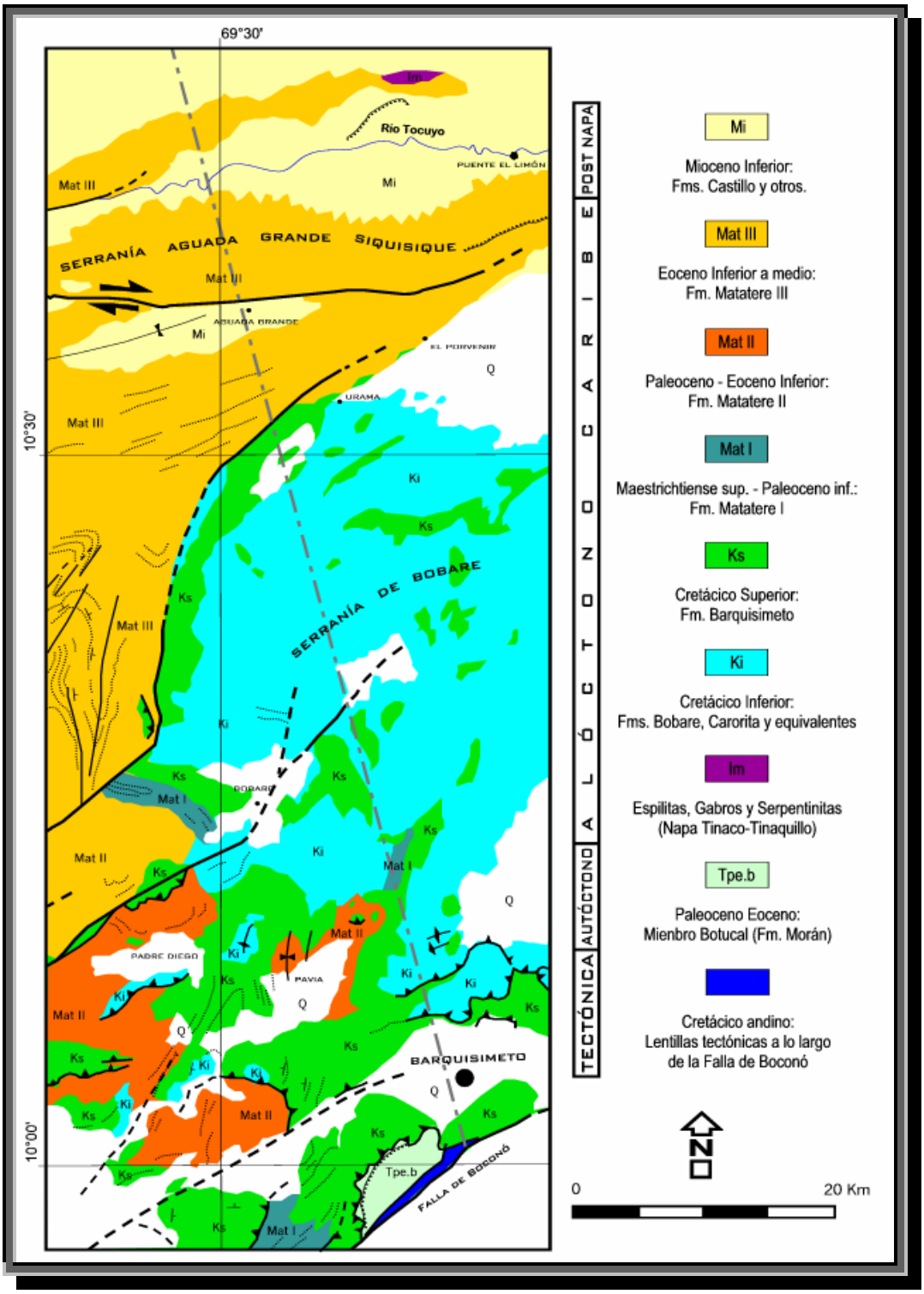


Figura 2-12: Geología de de la zona de Las Napas de Lara adyacente a parte del perfil (línea segmentada-punteada gris). Tomado y modificado de *Stephan*, 1985.

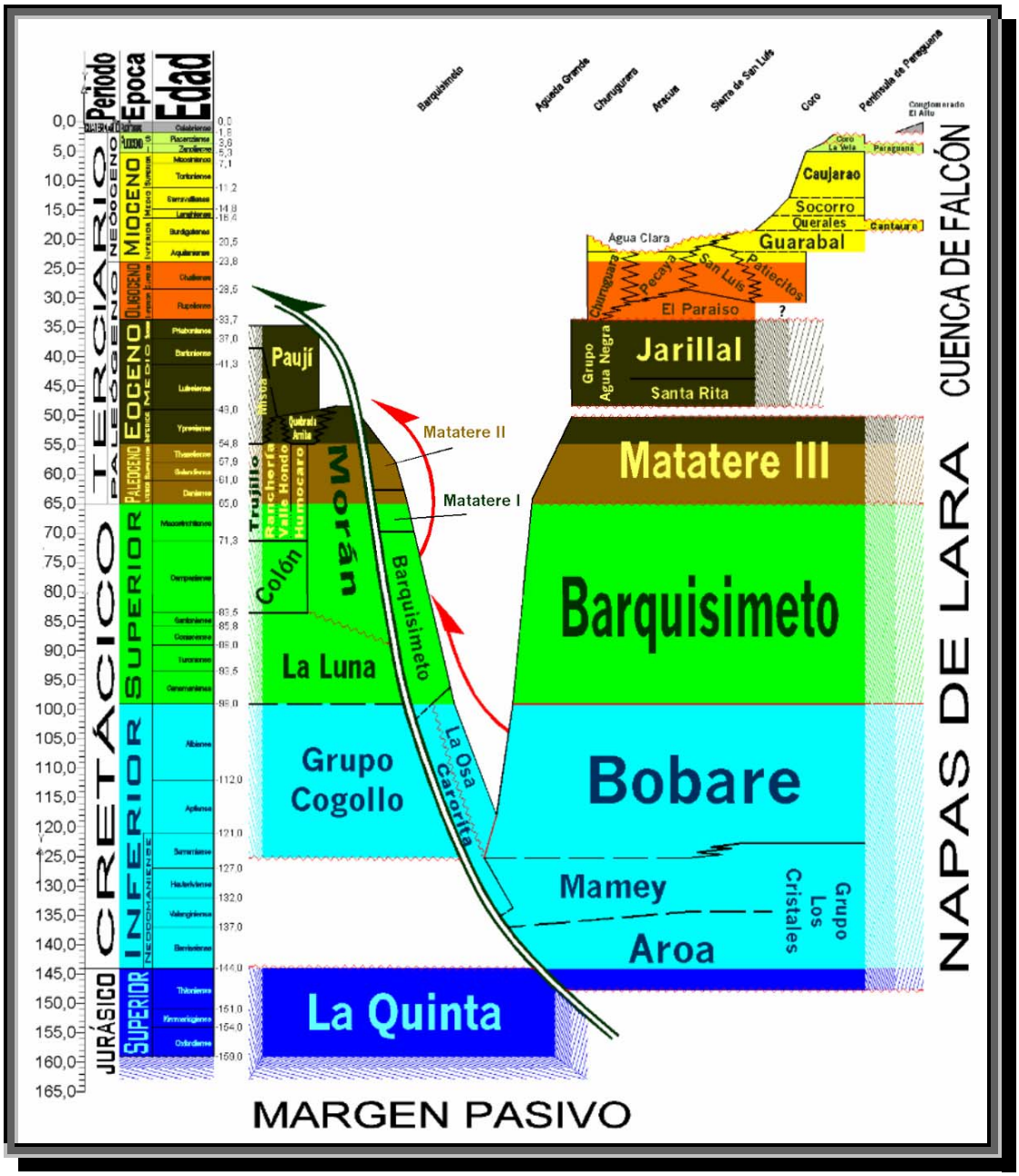


Figura 2-13: Columna Tectonoestratigráfica de la región que comprende el corredor de estudio.

Las formaciones aflorantes (excepto el Grupo Los Cristales) en la zona de estudio, correspondientes a esta estructura, son las siguientes:

Grupo Los Cristales (Jurásico superior-Cretácico inferior, Titoniense-Albiense). Conformado por las formaciones Aroa y Mamey, inferior y superior respectivamente. Es la unidad basal de las Napas de Lara.

La Formación Aroa está compuesta por esquistos, algunos de éstos verdes y filitas grafitosas con mármol. La Formación Mamey se compone de esquistos y filitas negras, metaconglomerados, metareniscas, y mármoles masivos (*Código Estratigráfico,* 2002).

Los espesores son diversos: para Aroa se estiman 600 m (*McLaren,* 1933, en *Bellizzia y Rodríguez*, 1969), 750 m (*López y otros,* 1944) y 1200 m como mínimo según *Bellizzia y Rodríguez* (1969). *Bellizzia y Rodríguez* (1968) estimaron igualmente para la Formación Mamey 1400 m.

Formación Carorita (Cretácico inferior, Valanginiense-Albiense). Su sección tipo se encuentra cercana a Carorita Arriba y se compone de calizas arenáceas feldespáticas de grano grueso en capas macizas, lutitas, margas, conglomerados calcáreos según *Bellizzia* (1986). El espesor se encuentra alrededor de los 500 m para esta unidad según *Bushman* (1959, 1965) y *Bellizzia y Rodríguez* (1967); *Coronel y Renz* (1960) midieron 750 m (cifra dudosa según los mismos autores). El contacto superior es de tres tipos: concordante con la Formación Bobare al norte, discordante con la Formación La Osa y gradacional con la Formación Barquisimeto; *Bellizzia y Rodríguez* (1967) establecen que esta formación grada en su base a la Formación Mamey.

Formación La Osa (Cretácico inferior, Barremiense-Cenomaniense). Son las primeras rocas del Cretácico inferior que afloran en dirección norte desde Barquisimeto. Se extiende a través de una franja flanqueada por el Cretácico superior de la Formación Barquisimeto, desde la quebrada La Osa hasta la carretera de

Bobare-Carora y espesores que varían entre 140 y 180 m (*Coronel y Renz,* 1960). La descripción de *Coronel y Renz* (1960) es "conglomerados y areniscas de grano grueso con estratificación gradada, que suprayace concordantemente a la Formación Barquisimeto y cuyos peñones de caliza y ftanita se asemejan a esta formación", mientras que *Bellizzia y Rodríguez* (1968) establecen "conglomerado calcáreo grueso a veces guijarroso, con fragmentos líticos de calizas, filitas, y cuarzo asociado con areniscas calcáreas de grano grueso y lutitas margas ocasionales". El contacto inferior es discordante con la Formación Carorita (*Macsotay y otros,* 1987), y el superior por contacto de falla con la Formación Bobare (*Coronel y Renz,* 1960).

Formación Bobare (Cretácico inferior, Barremiense?-Albiense). Esta edad fue atribuida por *Bellizzia y Rodríguez* (1968) y confirmada por investigaciones exhaustivas de litología, fósiles y paleoambientes por parte de *Macsotay* en 1987. La misma se extiende desde el norte de Barquisimeto sobre un área de 800 km^2 y posee un espesor estimado de 1700 m (*Bellizzia y Rodríguez,* 1967), hasta casi llegar al valle del Río Urama en el estado Lara.

Esta unidad consiste esencialmente en metareniscas cuarzosas y limolitas o filitas, esto dependiendo del grado de metamorfismo que suele parecer inexistente en algunas zonas, a bajo en las restantes, tal como se observa en la Figura 2-14 (*Código Estratigráfico,* 2002). En algunos sectores la metarenisca se vuelve conglomerática. Localmente es posible hallar lentes de calizas grises oscuras macizas bastante deformadas, como se muestra en la Figura 2-15.

Las lutitas y limolitas son oscuras en estado fresco y meteorizan a gris claro, amarillento, marrón, verdoso y purpurino; son frecuentes los lentes delgados y concreciones de material ferruginoso (*Código Estratigráfico,* 2002).

El contacto inferior en la zona de estudio es concordante con la Formación Carorita y de falla con la Formación La Osa. El contacto superior es "mixto" con la Formación Barquisimeto, es decir, desde Bobare hasta la Quebrada Urama es de tipo falla de estratificación, mientras que cercano a Barquisimeto el contacto parece ser concordante (*Código Estratigráfico,* 2002).

Figura 2-14: Afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, en la carretera Churuguara-Barquisimeto, cercano a Copeyal, Edo. Lara, donde se muestra un homoclinal con foliaciones de N 72°E 38°N. O.F: N 68°E (Juan C. Sousa).

Figura 2-15: Lentes de calizas deformadas dentro de la Formación Bobare en la carretera Barquisimeto-Churuguara, situado a 3.5 km al NE del poblado de Copeyal, Edo. Lara. O.F: N 68°W (Juan C. Sousa).

Formación Barquisimeto (Cretácico superior, Cenomaniense-Maastrichtiense). Compuesta por filitas oscuras de bajo metamorfismo y metareniscas en el norte, en el valle del Río Urama (Figura 2-16), y lutitas, limonitas y calizas oscuras con cherts (ftanitas) al sur cercano a la ciudad de Barquisimeto.

El espesor fue estimado por *Coronel y Renz* (1960) en 1700 m en una sección de Cerro Volador, pero la misma no es confiable debido a complicaciones estructurales que no hacen precisa su medición. En cuanto a los contactos, el inferior con la Formación Bobare es de falla hacia el norte y concordante en el sur, y gradacional sobre la Formación Carorita (*Bushman,* 1959); el contacto superior en la zona de estudio es de discordancia angular y erosional con la Formación Matatere (*Macsotay y otros,* 1987).

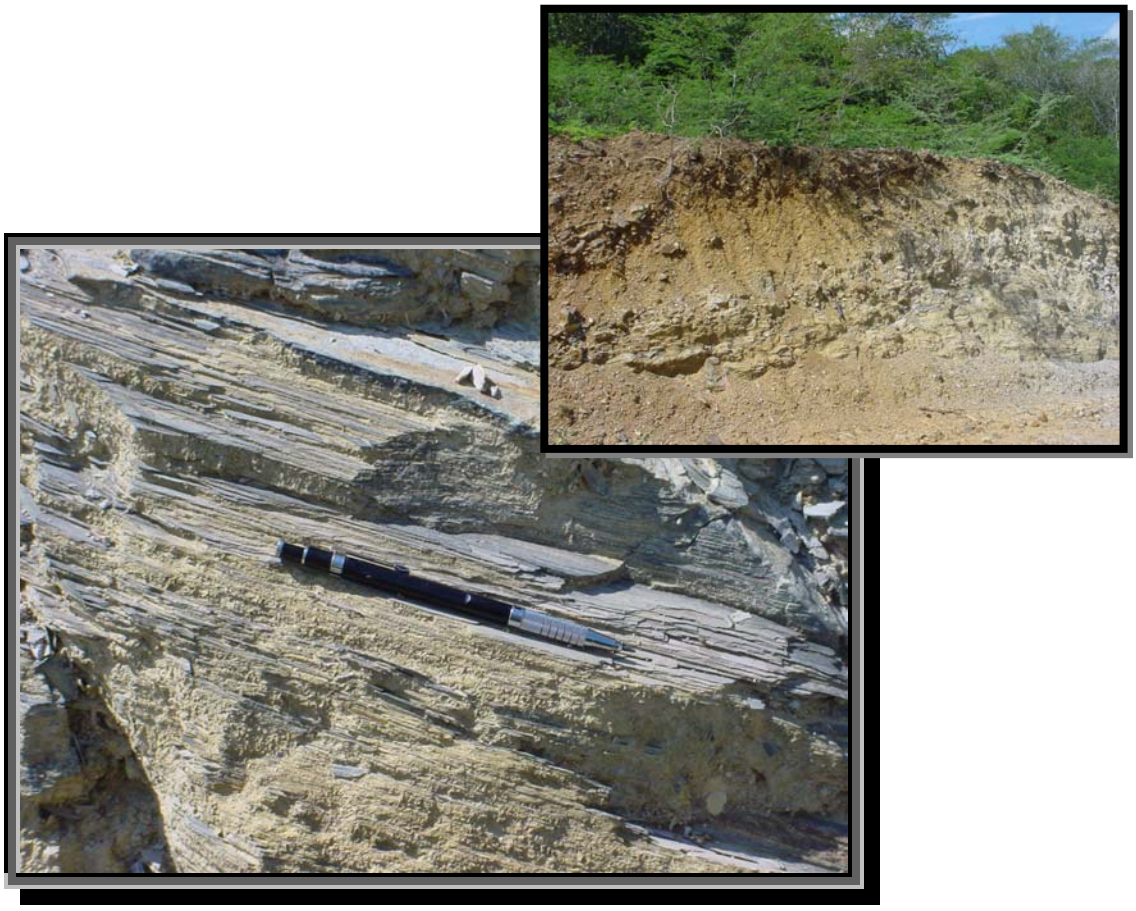


Figura 2-16: Detalle de la Formación Barquisimeto en el Valle del Río Urama, Edo. Lara. En el recuadro superior vista del afloramiento. O.F: N 20°E -recuadro- (Juan C. Sousa).

Formación Matatere (Cretácico superior-Terciario inferior, Maestrichtiense-Eoceno inferior). Nombre asignado por *Bellizzia y Rodríguez* (1966, 1967), es la de más fácil identificación, debido a que esta formación se caracteriza por una intercalación monótona de areniscas turbidíticas y lutitas; *Bushman* (1959) le asignó el termino de "flysch" o "wild flysch" a esta formación (en aquel momento le asignó el nombre de "Capas de Peñones de Pavia"), así compuesta por grandes paquetes de turbiditas, a su vez representadas por areniscas verdosas a marrones con color fresco y de tamaños de grano variables, inclusive conglomeráticas de granos subredondeados con componentes de cuarzo, feldespatos, micas y cherts. Las lutitas son oscuras y en algunos casos limonitas. Esta formación también posee olistolistos de granitos y mica-esquistos, dando a entender que la Formación Barquisimeto originalmente descansaba sobre un basamento ígneo-metamórfico (*Stephan*, 1977)

Stephan (1985), divide esta formación en tres unidades de acuerdo a su edad y situación geográfica:

- Matatere I: Sucesión pelítica concordante con secuencias del Cretácico Superior. Su edad probablemente es Maestrichtiense-Paleoceno Inferior.
- Matatere II: Dominantemente pelítica; se caracteriza por abundantes olistolistos frecuentemente asociados a las masas alóctonas cretácicas suprayacentes. El límite inferior de esta unidad parece ser tectónico aunque posee cierta afinidad con el Paleógeno del área de El Tocuyo donde aflora el Miembro Botucal perteneciente al autóctono andino. Se le atribuye una edad Paleoceno-Eoceno inferior.
- Matatere III: Constituye la Serranía de Matatere. Pelítico y conglomerático. Los olistotromos a diferencia de Matatere II son remanentes de Paleoceno-Eoceno inferior calcáreo y un nivel de olistolistos del Cretácico superior. Las turbiditas se enriquecen de plagioclasas a medida que se aproximan al alóctono volcánico-sedimentario de la región de Siquisique.

Las unidades Matatere I y II se depositaron en la antefosa sur situada al frente del corrimiento de las napas cretácicas en el Cretácico superior. Esta formación al igual que las formaciones del Cretácico se encuentra muy deformada y fracturada.

El espesor de esta formación no es claro; el *Código Estratigráfico* (2002) menciona unos 3.000 m de espesor estimado, mientras que *Stephan* (1985) suma un total de 7 km para las tres unidades.

Para Matatere III (Figura 2-17), el contacto inferior es tectónico o discordante angular y erosional sobre la Formación Barquisimeto; en cuanto al contacto superior no se tiene en claro ya que dicho contacto se encuentra cubierto discordantemente por las secuencias eocenas del Grupo Agua Negra e inclusive toda las secuencias oligo-miocenas de la Cuenca de Falcón y con la Formación Castillo de edad Mioceno.

2.3.2- Cuenca de Falcón

El corredor de estudio se encuentra justo en la zona más estrecha en cuanto a la recepción de sedimentos de la Cuenca Oligocena de Falcón conocida como "Canal Central" (*González de Juana y otros,* 1980), debido a la formación de dos desarrollos arrecifales durante el Oligoceno, uno al norte en lo que es actualmente la Sierra de San Luís y otro al sur cercano a Churuguara. A su vez *González de Juana y otros* (1980) dividen en dos la cuenca: Subcuenca de Falcón Occidental y Subcuenca de Hueque (Figura 2-8 B y C, página 33). Lo anterior fue consecuencia de la proximidad de estos arrecifes con las dos zonas positivas post orogénesis Eocena, una al sur conocido como "Alto Siquisique" y al norte como "Alto de Paraguaná" o la actual Península de Paraguaná.

Figura 2-17: Afloramiento característico de flysch perteneciente a la Unidad Matatere III, en la Serranía de Aguada Grande, Edo. Lara. O.F: S 20°W (Juan C. Sousa).

La zona del presente trabajo sigue un proceso de subsidencia comparativamente lento al resto de la cuenca, evidenciado por el desarrollo de ambientes marinos someros de la Formación El Paraíso que empieza a depositarse a partir de comienzos del Oligoceno, siguiendo en dirección norte donde las lutitas de la base de la Formación Pecaya indican ambientes marinos profundos de hasta unos 100 m (*Código Estratigráfico,* 2002) debido a una rápida subsidencia, hasta llegar a

ambientes marinos someros de la Formación San Luís y Agua Clara. A continuación se describen las formaciones que se depositaron en esta región:

Grupo Agua Negra (Terciario Paleógeno, Eoceno medio a superior). Referida originalmente por *Senn* (1935), es la formación basal de la cuenca según *Boesi y Goddard* (1990) y *Macellari* (1995). Se caracteriza por gruesos conglomerados, areniscas y margas en su parte basal (Formación Santa Rita), lutitas y/o arcillas oscuras (Figura 2-18) con intercalaciones de areniscas en su parte media (Formación Jarillal) y arcillas oscuras con intercalaciones de calizas y carbón en su parte superior (Formación La Victoria) (*Senn,* 1935 y *Guevara,* 1967).

Los espesores no son del todo claros ya que se han medido en secciones incompletas, estableciéndose para la Formación Jarillal 375 m (*Senn,* 1935 y *Macellari,* 1995), 450 y 775 m (*Guevara,* 1967) y 2000 m (*González de Juana,* 1951). Para el Conglomerado de Santa Rita entre 400 y 450 m (*Senn,* 1935), y para el miembro superior la Formación Victoria, 610 m (*Sutton,* 1946) y 2400 m (*Guevara,* 1967). *Pittelli y Molina* en 1989 midieron en el pozo Pica Pica-1X, la sección más completa del Grupo con un espesor de 1366 m.

El contacto inferior dentro del corredor es inferido, ya que el mismo se encuentra cubierto por la Formación Castillo siendo la más probable un contacto con la Formación Matatere. El contacto superior es posiblemente discordante con la Formación El Paraíso y concordante con Churuguara (*Senn,* 1935).

Formación El Paraíso (Terciario Paleógeno, Oligoceno inferior a medio). Referida originalmente por *Hodson* (1926), es "la unidad basal de la transgresión oligocena en la Subcuenca de Falcón occidental" (*González de Juana y otros*, 1980); pero su parte superior es una secuencia regresiva que prograda hacia el norte y noreste (*Macellari,* 1995). Aflora en los núcleos de pliegues anticlinales de Falcón sur-central, fácilmente identificable en el Mapa Geológico de Venezuela, por dos franjas WSW-ENE de color naranja e identificado con "To" (Terciario Oligoceno).

Figura 2-18: Afloramiento correspondiente a la Formación Jarillal del Grupo Agua Negra a 6.5 km al suroeste de la población de Churuguara, Edo. Falcón. O.F: S 65°W (Juan C. Sousa).

En la sección tipo (Figura 2-19) consiste de lutitas oscuras con areniscas cuarzosas (*Wheeler,* 1960, 1963 y *Díaz de Gamero,* 1977), representando a su vez una secuencia regresiva que prograda hacia el norte y noreste (*Macellari,* 1995).

Los afloramientos que están alrededor de Aracua, se caracterizan por intercalaciones simples o monótonas de lutitas gris azuladas muy oscuras y frágiles con areniscas cuarzosas y muy competentes. Las lutitas poseen también nódulos y capas de arcillas ferrolíticas (*Código Estratigráfico*, 2002), indicando que dicha litología se sitúa en el miembro superior de la formación.

El miembro inferior de la Formación El Paraíso se puede observar en la carretera Aracua-Churuguara (Figura 2-20), entre Arajú y El Obispo. La misma se compone de grandes paquetes de areniscas de grano fino, bioturbadas y estratificación cruzada, con pequeñas intercalaciones de lutitas. Según *Díaz de Gamero* (1977), estas areniscas son líticas y con 30% de ftanitas (cherts). En otros afloramientos es posible observar conglomerados compuestos por cuarzo y cherts.

Figura 2-19: Formación El Paraíso en su sección tipo situado en el Río El Paraíso, Edo. Falcón. O.F: N 75°E (Juan C. Sousa).

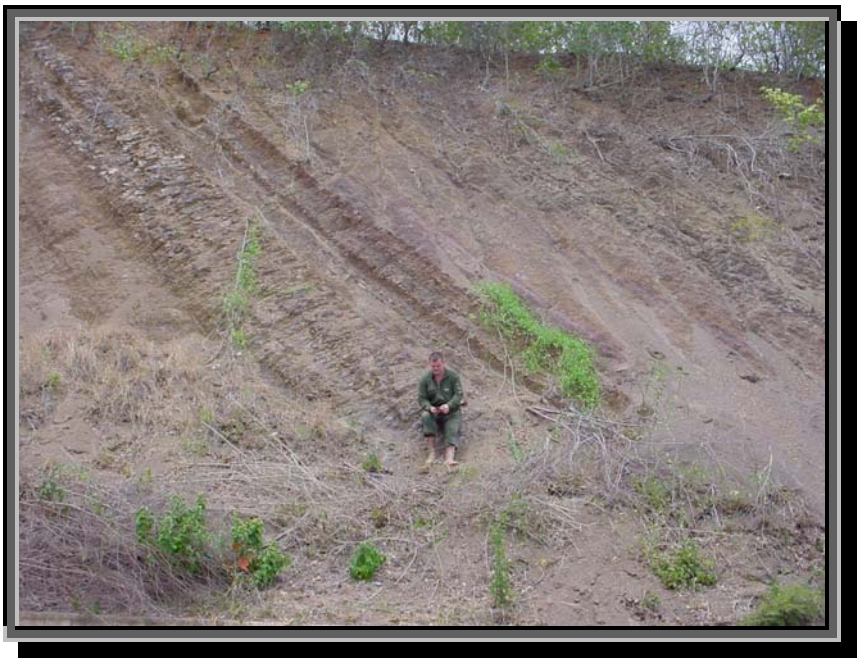


Figura 2-20: Miembro inferior de la Formación El Paraíso en la carretera Churuguara-Aracua, a un poco más de 2 km al sur del cacerío de Arajú, Edo. Falcón. O.F: S 75°W (Josmat Rodríguez).

Tres autores (*Wheeler,* 1960, 1963 y *Jaeckli y Erdmann*, 1952 citados por *Díaz de Gamero,* 1977) coinciden en que el espesor para esta unidad es de 1000 m.

En cuanto a los contactos se entiende que la Formación El Paraíso descansa discordantemente sobre la Formación Jarillal del Grupo Agua Negra, aunque no está del todo claro (*Wheeler,* 1960, 1963). El contacto superior es concordante con el miembro superior de la Formación Pecaya y el miembro inferior con la Formación Churuguara (*Wheeler,* 1960, 1963; *Díaz de Gamero*, 1977).

Formación Pecaya (Terciario Paleógeno-Neógeno, Oligoceno-Mioceno). *Garner* (1926) la refiere originalmente y representa la zona más profunda de la cuenca (1500 m) y específicamente del canal, con profundidades de hasta 200 ± 50 m (*Díaz de Gamero,* 1977), tal como lo indica la microfauna contentiva en las lutitas basales de esta formación suprayacentes a la Formación El Paraíso.

La Formación Pecaya se caracteriza en su parte inferior por estar compuesta en gran proporción por lutitas grises oscuras físiles (Figura 2-21), y en algunas otras zonas son calcáreas (*Código Estratigráfico,* 2002). Tiene ocasionales intercalaciones finas de calizas y areniscas (*Díaz de Gamero,* 1977).

Se estiman espesores de 1000 m en su miembro inferior al igual que el miembro superior, que suman 2000 m dentro de la zona del corredor. *Macellari* (1995) estima un espesor de 600 m en Falcón central (*Wheeler,* 1960, 1963).

El contacto inferior es concordante con la Formación El Paraíso. El contacto superior es variable en toda su extensión, pero en la zona del perfil se interdigita con la Formación San Luís; igualmente *Díaz de Gamero* (1977) establece una interdigitación en el sur con la Formación Churuguara. Se destaca así que la Formación Pecaya se depositó entre los dos arrecifes de edad Oligoceno que limitaban el Canal Central (*González de Juana y otros,* 1980).

Figura 2-21: Afloramiento fallado correspondiente a la Formación Pecaya a poco más de 5 km al norte de Aracua, Edo. Falcón. O.F: S 40°E (Juan C. Sousa).

Formación Churuguara (Terciario Paleógeno-Neógeno, Oligoceno inferior a Mioceno inferior). Desarrollo arrecifal referido originalmente por *Gorter y Van Der Vlerk* (1932) que se caracteriza por estar compuesto de intercalaciones varias "de calizas limosas que gradan a areniscas calcáreas, calizas arrecifales masivas (Figura 2-22), calizas arcillosas fosilíferas delgadas, areniscas de varios tipos, areniscas glauconíticas, limolitas micáceas moderadamente consolidadas y lutitas limolíticas" según *Wheeler* (1960). Cercano a la población de Churuguara la litología predominante son areniscas glauconíticas embebidas en arcillas ferruginosas (*Código Estratigráfico,* 2002). *Díaz de Gamero* (1977) reconoce cuatro variaciones litológicas: a) areniscas "sal y pimienta", b) arenisca glauconítica, c) intercalación de lutitas y calizas, y d) arenisca cuarcítica.

El contacto inferior es concordante con la Formación El Paraíso, además *Wheeler* (1963) indica que es también concordante con la Formación Jarillal, miembro superior en ese sector del Grupo Agua Negra. En su tope es concordante

con la Formación Agua Clara e interdigitándose hacia el norte con la Formación Pecaya (*Díaz de Gamero,* 1977 y *Macellari,* 1995).

El espesor para esta unidad fue estimado por *Wheeler* (1960) en 1215 m al sur del anticlinal de Buena Vista, específicamente en la quebrada Mamoncito.

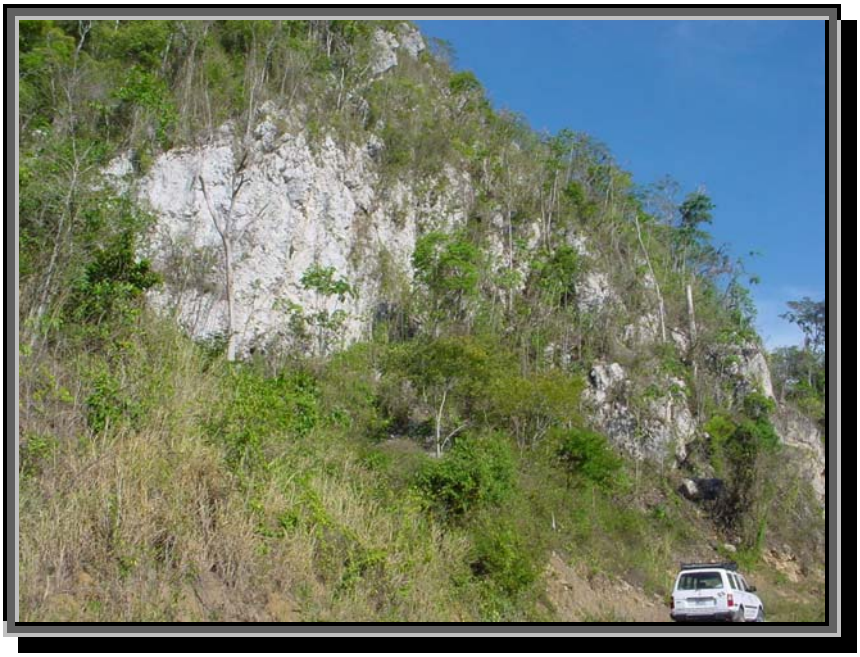


Figura 2-22: Calizas correspondientes a la Formación Churuguara, al norte de Churuguara en la carretera hacia Aracua, Edo. Falcón. O.F: S 40°E (Juan C. Sousa).

Formación Patiecitos (Terciario Paleógeno-Neógeno, Oligoceno a Mioceno inferior). Referida originalmente por *Hodson* (1926) como "Serie de Los Patiecitos", se caracteriza topográficamente por cuestas y contrapuestas en el flanco norte de la Sierra de San Luís (*Código Estratigráfico,* 2002) (Figura 2-23). Se considera como facies de relleno entre la Formación San Luís y Paraguaná, según *Wheeler* (1960, 1963) y *Díaz de Gamero* (1989).

Se compone de una intercalación de areniscas con lutitas y ocasionalmente calizas. Las lutitas son grises oscuras, las areniscas (sal y pimienta) de grano fino y las calizas son de colores grises y marrón. En la parte superior se presentan lentes

conglomeráticos aparte de las litologías ya referenciadas en el miembro inferior (*Wheeler,* 1960, 1963; *Esteves y Villalta,* 1989).

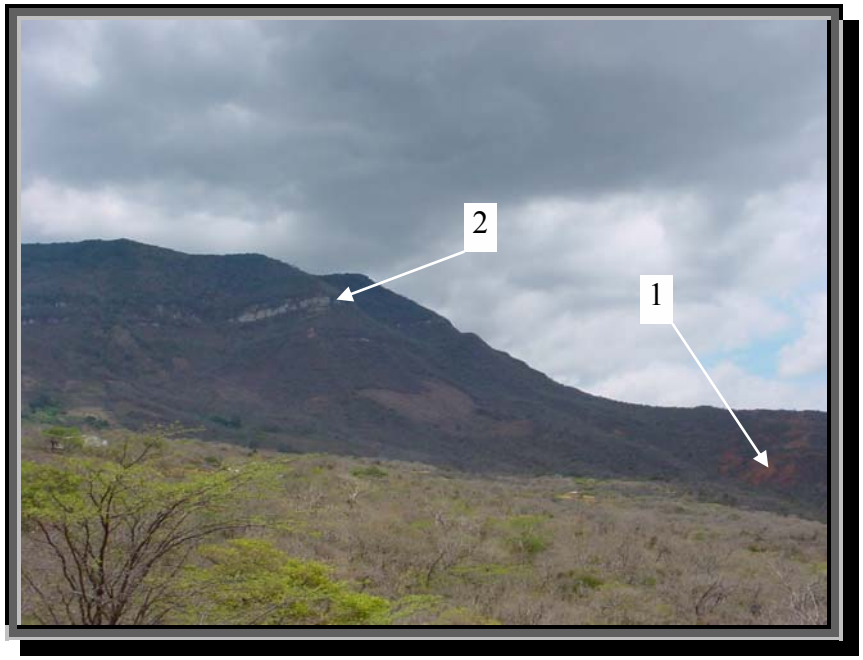


Figura 2-23: En esta vista se observa la Formación Patiecitos (1) por debajo de las calizas de la Formación San Luís (2) muy cercano a su localidad tipo en el caserío de Patiecitos, flanco norte de La Sierra de San Luís, Edo. Falcón. O.F: S 72°W (Juan C. Sousa).

El espesor de Patiecitos se desconoce. *Wheeler* (1960, 1963) midió 575 m en una sección incompleta cerca de Patiecitos. *Esteves y Villalta* (1989) midieron en una sección incompleta al sur de Chuchure dando como resultado un espesor de 685 m.

El contacto inferior se desconoce. *Senn* (1940) estima que la unidad descansa sobre la Formación El Paraíso y/o sobre rocas del Eoceno. El contacto superior es concordante en parte con la Formación San Luís y más al norte con Guarabal que suele ser de contacto abrupto. Lateralmente se interdigita con la Formación San Luís. Se interdigita lateralmente con la Formación Pecaya; pasa gradualmente al sur a la Formación San Luis. *Wheeler* (1960, 1963) indica que la formación se acuña al norte

con la antigua tierra de Paraguaná. *Díaz de Gamero* (1989) menciona que esta unidad se correlaciona con la Formación Agua Clara.

Formación San Luís (Terciario Paleógeno-Neógeno, Oligoceno a Mioceno inferior). Esta formación representa la facies de arrecifes que predominó en el Oligoceno al norte de la cuenca, referida originalmente en 1926 por *Hodson*.

Wheeler (1960, 1963) describe su composición como "calizas arrecifales macizas, densas, gris azulosas (Figura 2-24), finamente cristalina, con foraminíferos grandes, algas y corales, intercaladas con areniscas de grano fino, arcillosas y calcáreas, lutitas físiles con nódulos ferruginosas y hacia el tope, areniscas conglomeráticas con granos y guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra (sal y pimienta)". El núcleo arrecifal fue descrito por *González de Juana y otros* (1980), donde las calizas "forman prominentes acantilados que se pueden seguir por distancias de decenas de kilómetros, son de color gris a gris azuloso, se componen de algas, briozoarios, pelecípodos y gasterópodos en una matriz micrítica frecuentemente recristalizada".

El espesor total de la formación no se conoce con seguridad. En la Serranía de San Luís, *Senn* (1935) estima entre 800 y 1000 m. Este espesor, como otros dados por diversos autores, se basa en el espesor combinado de las Formaciones Patiecitos y Guarabal que gradan lateralmente a San Luís.

El contacto inferior que se ha observado es el que se interdigita con la Formación Patiecitos (*Wheeler;* 1960, 1963). *González de Juana y otros* (1980) opinan que la Formación San Luís descansa sobre rocas ígneo-metamórficas. El contacto superior es concordante y abrupto con la Formación Guarabal. En el flanco sur de la Sierra, la Formación San Luís se interdigita con la Formación Pecaya.

Se correlaciona lateralmente con la Formación Patiecitos y con Guarabal en su parte inferior. Equivale a toda la Formación Agua Clara (*Díaz de Gamero*, 1989).

Figura 2-24: Cantos rodados de calizas provenientes de la parte alta de la Sierra de San Luís correspondiente a la formación del mismo nombre, en la carretera entre Cabure-San Luís-Curimagua, flanco norte de la Sierra, Edo. Falcón. O.F: S-N (Juan C. Sousa).

Formación Agua Clara (Terciario Neógeno, Mioceno inferior). Una de las formaciones de mayor extensión en la cuenca, pero a la vez fuertemente erosionada sobre todo en el sector dentro del corredor. Fue referida por primera vez por *Garner* (1926). Su sedimentación es marina a pro-delta (*Díaz de Gamero,* 1989).

La Formación Agua Clara se caracteriza por una composición uniforme de lutitas, las mismas son "ferruginosas, concrecionarias, arenosas y yesíferas de color gris negruzco, con intercalaciones delgadas de areniscas limosas y calcáreas, localmente glauconíticas y fosilíferas, de color verdoso a gris, modificado por manchones rojizos en superficies meteorizadas", según *Liddle* (1928). La descripción es ampliada por *Wheeler* (1960), quien menciona que las lutitas son muy fosilíferas, pobremente estratificadas y masivas. La parte inferior de la Formación contiene calizas de la Unidad del Cauderalito.

El contacto inferior dentro del corredor descansa sobre las formaciones Churuguara y Pecaya. Su correlación con la parte superior de Patiecitos y San Luís es demostrado por *Díaz de Gamero* (1989); quién también demostró que la unidad de la Formación Agua Clara ubicada en el Alto Coro no es tal, sino una extensión al este de la Formación Querales definida en el Surco de Urumaco (*Código Estratigráfico,* 2002*)*.

El espesor de Agua Clara varía entre 1320 a 1600 m según *Wheeler* (1963).

Formación Guarabal (Terciario Neógeno, Mioceno inferior). Su sección tipo se ubica dentro del corredor de estudio, en una desviación de la carretera Coro-Churuguara, a 17 km al sur del primero, que lleva al caserío del Guarabal, cercano a Patiecitos, aflorando igualmente en el flanco norte de la Sierra de San Luís, originalmente referido por *Hodson* (1926) (Figuras 2-25 y 2-26). Al igual que la Formación Patiecitos, se considera como facies de relleno entre la Formación San Luís y Paraguaná (*Wheeler,* 1960, 1963; *Díaz de Gamero,* 1989).

Se compone esencialmente según *Wheeler* (1960, 1963) por grandes paquetes de areniscas tipo "sal y pimienta" y areniscas conglomeráticas con intercalaciones de lutitas y limonitas (Figura 2-27). *Esteves y Villalta* (1989) coinciden en areniscas "sal y pimienta" con intercalaciones de lutitas negras en una sección al oeste de la sección tipo, siendo el espesor en esa localidad de 610 m. En la sección tipo es de 312 m (*Wheeler,* 1960, 1963).

El contacto inferior es mixto, ya que se interdigita con la Formación San Luís en el flanco norte de la sierra del mismo nombre, y es concordante con la Formación Patiecitos. El contacto superior es concordante con la Formación Querales.

En su sección tipo se correlaciona con la parte superior de la Formación San Luís. *Díaz de Gamero* (1989) la correlaciona con parte de la Formación Cerro Pelado.

Figura 2-25: Afloramiento tipo de la Formación Guarabal cerca del caserío del mismo nombre, destacándose las capas de areniscas que dan la forma de la cuesta izquierda del cerro, flanco norte de la Sierra, Edo. Falcón. O.F: N 56°E (Juan C. Sousa).

Figura 2-26: Afloramiento tipo de la Formación Guarabal destacándose los paquetes de areniscas que alternan con lutitas y/o limolitas, cercano al caserío del mismo nombre, flanco norte de la Sierra, Edo. Falcón. O.F: N 60°W (Juan C. Sousa).

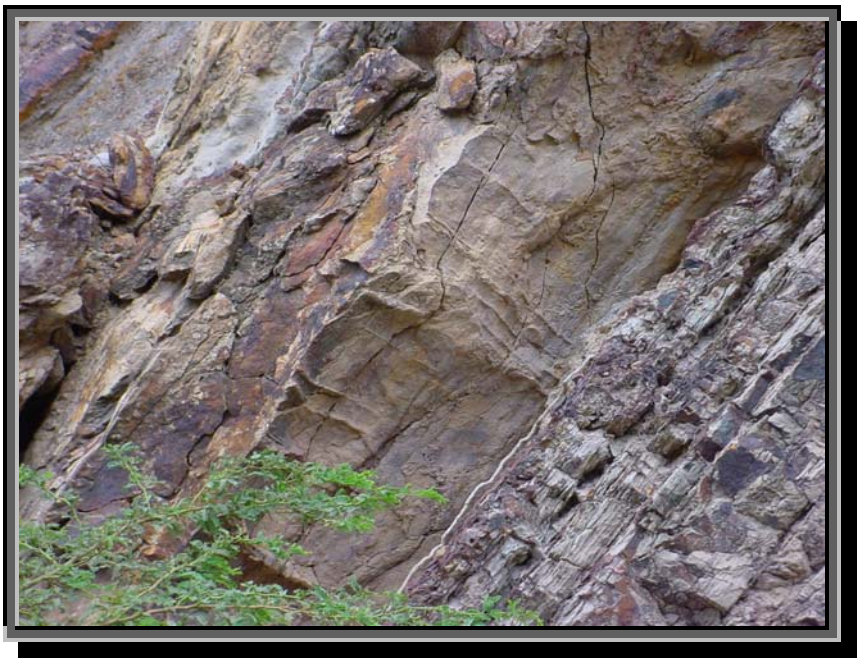


Figura 2-27: Detalle de la Formación Guarabal, donde se observan los paquetes con algunas alternaciones de costras de oxidación, cercano al caserío de El Guarabal, flanco norte de la Sierra de San Luís, Edo. Falcón. O.F: N 75°E (Juan C. Sousa).

Formación Cantaure (Terciario Neógeno, Mioceno inferior). Referida por primera vez en 1965 por *Jung*, quien ubica la localidad tipo a 300 m de la Casa de Cantaure, cerca de la mesa de Cocodite, alrededor de 10 km al oeste de la población de Pueblo Nuevo en la Península de Paraguaná.

Hunter y Bartok (1974) proporcionan la descripción litológica más completa, comenzando con una brecha basal de no menos de 2 m de espesor compuesta de fragmentos de concha y bloques de granitos de diversos tamaños. La parte inferior se compone de lutitas limosas y yesíferas y pocos intervalos arenosos. La parte superior a partir del nivel fosilífero principal, comienza por lutitas intercaladas con calizas delgadas.

Rey (1996) establece que el contacto inferior es discordante sobre el Granito de Paraguaná, asumiéndose de la misma manera para las rocas metamórficas de la Formación Pueblo Nuevo (Jurásico). Esta misma autora igualmente establece el

contacto superior discordante con la Formación Paraguaná, específicamente el Miembro Amuay.

El espesor estimado por *Jung* (1965) es de 75 m.

Formación Querales (Terciario Neógeno, Mioceno inferior o medio). Topográficamente se encuentra entre los valles soportados por las formaciones superior (Socorro) e inferior (Guarabal). Fue referida en 1926 por *Hodson*.

Incluye como componentes lutitas oscuras en 90% según *Díaz de Gamero* (1988), con intercalaciones de areniscas de grano fino, y escasas calizas y margas. El espesor adyacente al perfil según la misma autora, es de 500 m al sur de Coro. Varios autores (*Díaz de Gamero*, 1988; y *Esteves y Villalta*, 1989) concuerdan en estudios en diferentes secciones de la formación, que la misma representa un evento transgresivo por invasión marina característica del Mioceno.

Los contactos son transicionales, tanto el inferior como el superior en el corredor de estudio que son respectivamente las formaciones Guarabal y Socorro (*Código Estratigráfico*, 2002). Esta formación se correlaciona con la Formación Cantaure en la Península de Paraguaná (*Díaz de Gamero y otros,* 1988; *Díaz de Gamero,* 1989).

Formación Socorro (Terciario Neógeno, Mioceno medio). Referida originalmente por *Hodson* (1926), representa un ciclo de transgresión en su parte inferior y regresión hacia el tope, según observaciones realizadas por *Díaz de Gamero* (1989).

La Formación Socorro sobre el Alto de Coro consiste, según *Díaz de Gamero* (1989), en un intervalo inferior de lutitas con frecuentes intercalaciones de areniscas, con algunas margas, calizas y carbones, anteriormente considerado como Formación Cerro Pelado. Las areniscas son de grano fino, en paquetes de hasta 6 m de espesor (Figura 2-28), generalmente lajosas, con rizaduras y estratificación cruzada en la parte inferior del intervalo. La parte superior es más calcárea, con areniscas calcáreas, margas y calizas conchíferas en capas delgadas. El intervalo medio, anteriormente

considerado equivalente a la Formación o Miembro Querales, es lutítico, con intercalaciones delgadas de margas y calizas conchíferas y raros carbones en la base. El intervalo superior, al que se restringía anteriormente la Formación Socorro, consiste de lutitas con intercalaciones de areniscas, calizas y margas. Las areniscas son de grano fino, micáceas, con estratificación cruzada, en paquetes de hasta 10 m de espesor, en los que las capas individuales se encuentran separadas por gruesas costras de oxidación (*Código Estratigráfico,* 2002).

Figura 2-28: Afloramiento correspondiente al miembro inferior de la Formación Socorro, al norte próximo del Embalse El Isiro, al sur de la ciudad de Coro. O.F: N 62°W (Juan C. Sousa).

El espesor estimado dentro del corredor es de 1000 m al sur de Coro (*Código Estratigráfico,* 2002). Según *González de Juana y otros* (1980), esta Formación se adelgaza a 660 m en el sur de Coro. Los contactos son concordantes y transicionales, siendo el inferior con la Formación Querales y el superior con Caujarao.

Formación Caujarao (Terciario Neógeno, Mioceno medio a Plioceno inferior). La sección tipo se ubica dentro del corredor y representa un ambiente de

plataforma bastante marina (*Wozniak y Wozniak*, 1987). Referida por primera vez con el nombre de "tramo de Caujarao" por *Wiedenmayer* en 1937.

Al sur de Coro, en el valle del río del mismo nombre, se enumeran tres miembros, siendo el inferior Muaco, esencialmente arcilloso con intercalaciones de calizas y margas fosilíferas; el Miembro Mataruca es el intermedio, compuesto de tres o más capas de "caliza nodular margosa" (Figura 2-29) e intercalada con lutitas margosas; ambas litologías son fosilíferas. El miembro superior es Taratara, con predominio de arcillas y lutitas fosilíferas (*Kavanagh de Petzall*, 1959; *Vallenilla*, 1961).

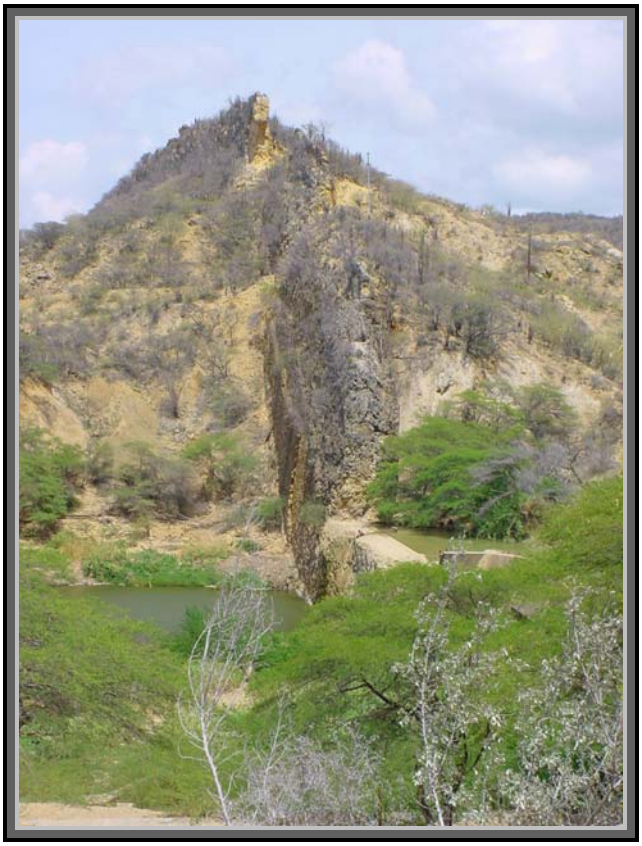


Figura 2-29: Antigua presa colonial de principios del siglo XX en donde se aprovechó una "pared" natural de caliza correspondiente al Miembro Mataruca de la Formación Caujarao, situado en la población del mismo nombre al sur de la ciudad de Coro, Edo. Falcón. O.F: S 75°W (Juan C. Sousa).

El espesor total de la formación es de 1220 m, repartidos en 646, 331 y 245 m para los miembros Muaco, Mataruca y Taratara respectivamente (*Código Estratigráfico,* 2002).

El contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Socorro. El contacto superior en la sección tipo es abrupto y concordante con la Formación La Vela (*Rey*, 1990).

Formación La Vela (Terciario Neógeno, Plioceno inferior). Aflora en limitada extensión al sur de Coro, en el río del mismo nombre, justo donde originalmente *Hodson* en 1926 la refiere por primera vez como "Serie La Vela", caracterizándose por facies de ambiente continental, de llanura de inundación y desarrollo de canales entrelazados. Su sección tipo se ubica al este del corredor de estudio en la costa cercana a la población de La Vela de Coro (Figura 2-30).

Figura 2-30: Afloramiento tipo de la Formación La Vela, al este de la población del mismo nombre, cercano al Puerto Internacional de Muaco, Edo. Falcón (Juan C. Sousa).

Rey (1990) la describe en el Río Coro como limolitas masivas grises, intercaladas con conglomerados de guijarros al sur. El espesor en esta misma localidad lo atribuye *Vallenilla* (1961) en 280 m.

El contacto inferior es concordante con la Formación Caujarao y el contacto superior es concordante y transicional con la Formación Coro (*Vallenilla*, 1961). *Audemard* (2001) sugiere una disconformidad progresiva para el contacto superior.

Formación Paraguaná (Terciario Neógeno, Plioceno inferior). Referida originalmente por *Hunter y Bartok*, en 1974. Su sección tipo está ubicada cerca de Guáquira Arriba (5 km al este de Pueblo Nuevo), en donde la carretera corta los escarpes de la formación. El miembro superior Amuay cubre el 85% de la península, según *Rey* (1996). Los buzamientos de las capas de esta formación son subhorizontales.

La unidad inferior, Miembro El Hato, se caracteriza por lutitas marinas color crema que gradan a capas más limosas, mientras que el Miembro Amuay es una caliza algal (*Hunter y Bartok,* 1974).

Los espesores no pueden ser estimados con seguridad ya que la base de El Hato no aflora (Figura 2-31), midiéndose en su sección tipo unos 30 m. Para el Miembro Amuay el espesor alcanza unos 13 m y en el Cerro Pelón la misma alcanza 18 m según *Rey* (1996).

El contacto inferior no está expuesto (*Hunter y Bartok,* 1974) y el superior se representa por una superficie de erosión aunque se menciona un contacto discordante con una unidad denominada Conglomerado El Alto (*Código Estratigráfico*, 2002).

Formación Coro (Terciario Neógeno, Plioceno). Fácilmente reconocibles en la carretera Coro-Churuguara por sus canales de conglomerados de buzamiento abrupto, donde se ubica su actual sección tipo, cerca del estratotipo original referido por *Liddle* en 1928.

Figura 2-31: Afloramiento correspondiente a la Formación Paraguaná en su sección tipo, específicamente en su miembro El Hato. O.F: E-W (Juan C. Sousa).

Se compone de conglomerados finos a gruesos en una matriz arenosa, ambos de muy mal escogimiento (Figuras 2-32 y 2-33) (*Código Estratigráfico*, 2002). Los conglomerados son guijarros que se muestran en cuerpos lenticulares desde 0.5 a 11m (*Rey*, 1990).

El espesor en la sección tipo es de 679 m según *Rey* (1990). En el valle del Río Coro, *Vallenilla* (1961) mide 1000 m.

Graff (1969) señala que el contacto inferior con la Formación La Vela es concordante y hasta gradacional; cuando su miembro inferior no existe puede ser concordante, pero suele ser discordante en unidades más antiguas. El contacto superior es discordante con depósitos cuaternarios.

Figura 2-32: Sección tipo de la Formación Coro sobre la carretera Coro-Churuguara, al sur de la ciudad de Coro, Edo. Falcón. El poste que soporta las líneas eléctricas ubicado en el centro del afloramiento, sirve como escala referencial (15 m de altura aproximadamente). O.F: W-E (Juan C. Sousa).

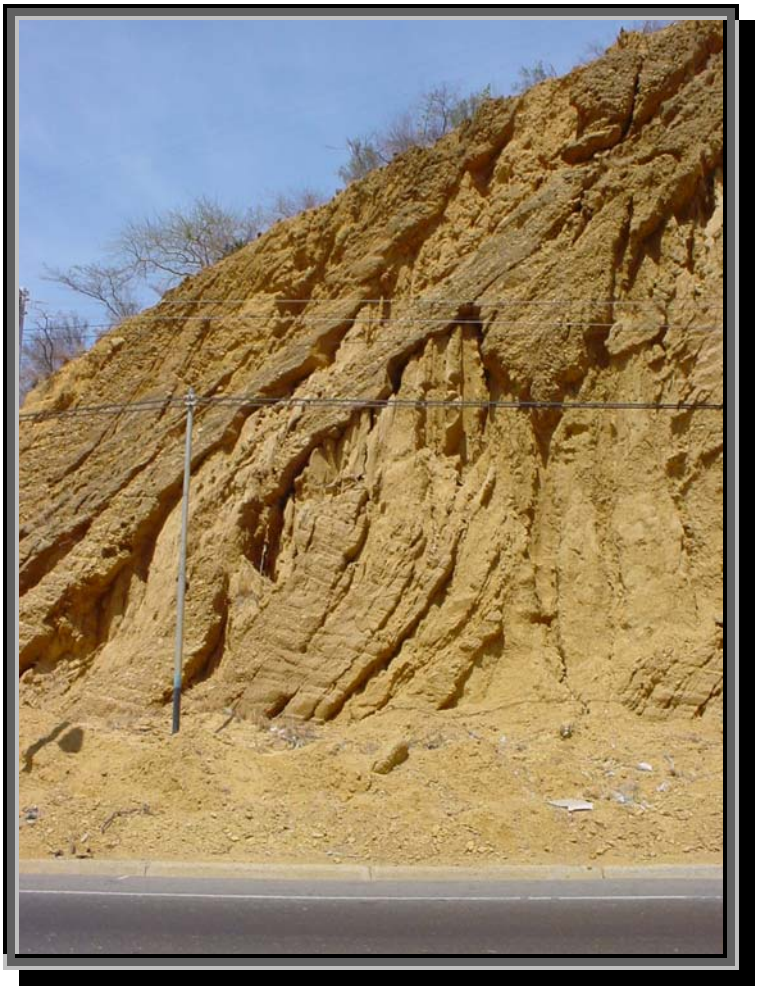


Figura 2-33: Formación Coro en la carretera Coro-Churuguara, al sur de la ciudad del mismo nombre, Edo. Falcón. O.F: W-E (Juan C. Sousa).

2.3.3- Margen Pasivo Andino

El margen pasivo andino es la secuencia autóctona o formada "in situ" sobre el cual se emplazaron las rocas cretácicas metamórficas y el flysch del Cretácico-Eoceno que conforman las Napas de Lara. Las secuencias referidas a continuación se basan en la *Mapa Geológico de la Transversal de Barquisimeto* (Carte Geologique de la Transversale de Barquisimeto) en *Stephan* (1985), parte de la cual se puede apreciar en la Figura 2-12, página 44.

En la Tabla 2-1 se sintetizan las secuencias que forman el margen pasivo andino.

Tabla 2-1: Síntesis de las unidades que conforman el margen pasivo andino.

Grupo / Formación (edad)	Ref. Original	Litología	Contactos y espesores
Paují (Eoceno inferior-superior)	Tobler, 1922	Espesa secuencia de lutitas de color gris, macizas a fisiles y concrecionarias, exhiben fractura concoidal en estado fresco. Arenas casi inexistentes. *Código Estratigráfico,* 2002.	Inferior transicional y concordante con Formación Misoa. Superior discordante y angular con Formación Mene Grande. Espesor: 1200 m *Código Estratigráfico,* 2002.
Misoa (Eoceno medio)	Garner, 1926	Lutitas y areniscas de grano fino. Se encuentran calizas y limolitas. Las areniscas presentan tamaños variables dependiendo de su posición en la cuenca. *Código Estratigráfico,* 2002.	Superior concordante abrupto o transicional con Formación Paují. Inferior con Formación Trujillo. *Código Estratigráfico,* 2002 Espesor: se reporta desde 1500 a 5500 m (*Brondijk*, 1967). *Código Estratigráfico,* 2002.
Trujillo (Eoceno inferior?)	Hodson, 1926	*Sutton* (1946) describe lutitas oscuras y areniscas en menor proporción.	Inferior concordante con Formación Guasare y posiblemente con la Formación Colón. Superior con Formación Misoa. Espesor: *Brondijk* (1967) estima 1800 a 2700 m de espesor.
Quebrada Arriba (Eoceno inferior)	Muñoz, 1966	Predominio de rocas ferruginosas chamosíticas. La roca es oolítica con una matriz arcillo-limosa. Facies arrecifal. *Código Estratigráfico,* 2002.	Inferior concordante con Formación Humocaro. Superior con Formación Paují (provisionalmente). *Código Estratigráfico,* 2002.

Grupo / Formación (edad)	Ref. Original	Litología	Contactos y espesores
Valle Hondo (Paleoceno a Eoceno)	Caudri, 1948	Lutitas y limolitas arenosas y areniscas. Capas lenticulares de calizas macizas arrecifales y areniscas cuarzosas. *Código Estratigráfico,* 2002.	Inferior concordante y transicional con Formación Colón. Superior con Formación Misoa. Espesor: no se han medido secciones completas pero se estima entre 300 a 1000 m. *Código Estratigráfico,* 2002.
Humocaro (Paleoceno a Eoceno inferior)	Renz, 1960	Lutitas oscuras intercaladas con areniscas calcáreas y calizas conchíferas en su parte inferior. Calizas orbitoidales arenosas interestratificadas con areniscas y limolitas calcáreas en el nivel medio. En su parte superior areniscas cuarzosas a arcosas. *Código Estratigráfico,* 2002.	Inferior concordante con Formación Colón. Superior con Formación Quebrada Arriba. Espesor: de 620 a 700 m. *Código Estratigráfico,* 2002.
Ranchería (Paleoceno)	Young, 1956	Lutitas blandas, arenosas, intercaladas con limolitas y areniscas. Concreciones ferruginosas. *Código Estratigráfico,* 2002.	Inferior concordante y transicional sobre Formación Colón. Superior con Formación Misoa (*Salvador,* 1961). Lateralmente con Formación Humocaro y Quebrada Arriba (*Muñoz,* 1966). Espesor: 200 m. *Salvador* (1961)
Morán (Cretácico superior a Eoceno inferior-medio)	Von Der Osten y Zozaya, 1957	*Von Der Osten y Zozaya* (1957) mencionan areniscas, lutitas y lentes menores de calizas. Posee tres miembros: Lutita de El Tocuyo, lutitas de diversas coloraciones; Areniscas de Botucal, ortocuarcitas claras a marrones.	Inferior según *Stephan* (1985) es discordante con el "autóctono andino" (Formación La Luna o Grupo Cogollo). Superior con depósitos continentales Terciario y Cuaternario (*Stephan,* 1985). Espesor: 1300 m para el Miembro Lutitas de El Tocuyo y 600 para el Miembro Areniscas de Botucal; 1900 m en total. *Von Der Osten y Zozaya,* 1957.
Colón (Cretácico. Maestrichtiense)	Liddle, 1928	Lutitas microfosilíferas grises a negras con margas y capas de calizas. Las lutitas se vuelven más arenosas a la base y hacia el tope. El Miembro Cujisal (*Renz*, 1959) se compone de areniscas arcósicas.	Inferior en aparente concordancia con Formación La Luna. Superior concordante con Trujillo, Ranchería o Valle Hondo (*Código Estatigráfico Venezolano,* 1970). Espesor: de acuerdo a diversos autores varía de 200 a 900 m. *Código Estratigráfico,* 2002.
La Luna (Cretácico superior. Cenomaniense-Campaniense	Garner, 1926	Calizas y lutitas calcáreas, abundante materia orgánica (*Código Estratigráfico,* 2002). En la región Trujillo-Lara, *Renz* (1959) la divide en tres miembros: La Aguada, Chejendé y Timbetes (orden ascendente).	Superior: con la Formación Colón. Inferior transicional con el Grupo Cogollo Espesor: en Trujillo es de 70 a 100 m. *Código Estratigráfico,* 2002.

Grupo / Formación (edad)	Ref. Original	Litología	Contactos y espesores
Cogollo (Cretácico inferior. Barremiense-Albiense)	Garner, 1926	De base a tope, calizas densas, fosilíferas con lutitas oscuras y arenas calcáreas. *Código Estratigráfico,* 2002.	Superior concordante y transicional con Formación La Luna. Espesor: según diversos autores varía desde 370 a 835 m. *Código Estratigráfico,* 2002.
La Quinta (Jurásico)	Kündig, 1938	Tres intervalos en su sección tipo: el inferior de de toba vítrea; el central de secuencia interestratificada de toba, arenisca gruesa y conglomerática, limolita y algunas capas delgadas de caliza; y el superior de limolita y arenisca, intercaladas con algún material tobáceo (*Schubert y otros,* 1979).	Espesor muy variable. *Aguasuelos* (en *Kiser,* 1997) reporta espesores entre1000 y 2000 m en el Edo. Lara.

2.3.4- Otras Litologías o Formaciones

En este apartado se encuentran algunas litologías que formalmente poseen el nivel de formaciones, complejos o intrusiones dependiendo del caso. Las mismas se encuentran dentro del corredor de estudio o en su defecto adyacente a la misma y que de alguna manera podrían afectar la sección geológica. A continuación se ordenan de acuerdo a sus edades.

Complejo de Ofiolitas de Siquisique (Jurásico medio, Bajociense-Bathoniense). Estudiada desde las décadas del 40 y 50, diversos investigadores incluyendo a *Renz* (1982), postularon edad Cretácico asociados a las litologías adyacentes, pero gracias a los últimos estudios *Bartok y otros* (1985) establecen la edad actual gracias a unos amonites en los basaltos almohadillados de esta unidad.

Este complejo se encuentra dentro de una deformación del Mesozoico Terciario, y rodeados del Terciario al norte y Mesozoico al sur.

Bartok y otros (1985) establecen dos posibles marcos tectónicos que hayan originado el emplazamiento de estas ofiolitas: la primera es un gran "slab" o lámina obducida de la corteza mesozoica sobre el cratón de América del Sur, y la última

como una formación parautóctona a autóctona del Complejo de Siquisique. Estos autores prefieren inclinarse por el último marco.

Otros autores como *Bonini* (1984), mediante análisis de datos aeromagnéticos, dan la posibilidad de que este complejo indique una zona de sutura principal entre las placas Caribe y América del Sur. Lo anterior no evita la posibilidad de un cercano "rift" abortado al norte de América del Sur, muy evidenciado, de edad Triásico, según *Benedetto y Odreman* (1977) y *Salvador y Green* (1980).

La depositación de extensas capas rojas en la Cuenca Caribe (*Maze*, 1984) y una incursión marina jurásica han sido apenas observadas (*Renz*, 1956 y 1960; *Geyer*, 1976; *Schmidt-Effing*, 1981). Dentro de este marco tectónico de "rift" es donde las ofiolitas de Siquisique han sido emplazadas.

Complejos Ultramáficos de Paraguaná (Cretácico inferior, Aptiense). Ubicados en el lado oeste del corredor de estudio, específicamente en los únicos altos topográficos de la Península de Paraguaná, entre éstos el conocido Cerro Santa Ana (Figura 2-34), se ubica esta unidad, que se divide a su vez en tres complejos reconocidos por *Martín y Arozena* (1972):

- Complejo Ultramáfico Zonado Tausabana-El Rodeo
- Gabro Zonado de Siraba-Capuana
- Complejo Subvolcánico Toleítico Estratificado de Santa Ana

Las relaciones de campo, el estudio gravimétrico y los resultados paleomagnéticos preliminares permiten postular que todo el conjunto es alóctono, desplazado tectónicamente de su sitio de origen al actual (*González de Juana y otros,* 1980).

Figura 2-34: Panorámica del Cerro Santa Ana vista desde la carretera del Istmo-Adícora en la Península de Paraguaná, Edo. Falcón (Juan C. Sousa).

Intrusiones Ígneas Básicas de la Cuenca de Falcón (Terciario Neógeno, Mioceno inferior a medio). Se sitúan en lo que fue el canal central oligoceno de la Cuenca de Falcón (Figura 2-8 B, página 33), actualmente en las adyacencias de las poblaciones de Aracua (Figuras 2-35 y 2-36) y Las Guarabitas, Edo. Falcón.

Figura 2-35: Afloramiento cercano a la población de Aracua, sobre la carretera Churuguara-Aracua-Coro, Edo. Falcón. La Formación El Paraíso se ubica arriba y al frente del vehículo, y atrás se ubica la intrusión basaltica. O.F: E-W (Juan C. Sousa).

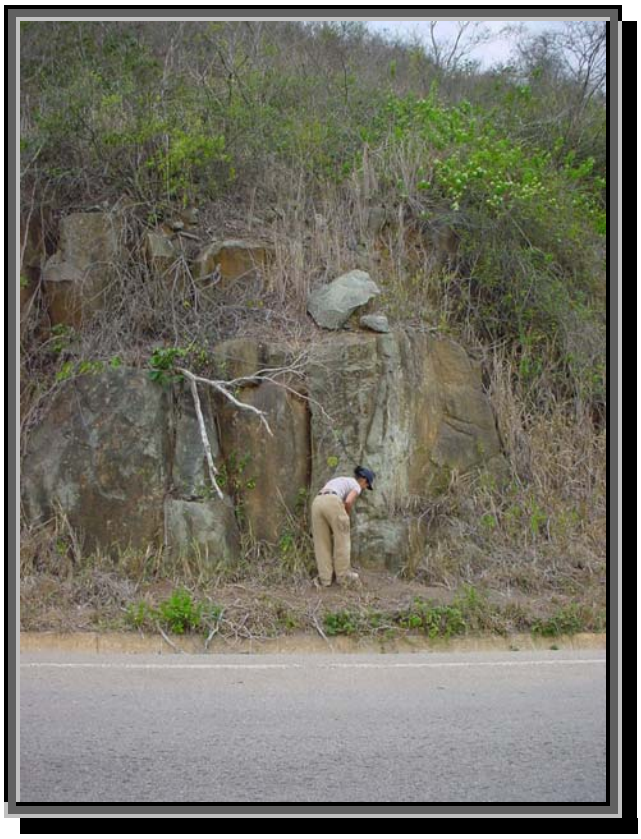


Figura 2-36: Vista del afloramiento ígneo sobre la carretera Aracua-Coro. O.F: E-W (Juan C. Sousa).

Estos bloques ígneos en un principio se consideraban como bloques deslizados (olistolitos), ya que los análisis gravimétricos y magnéticos realizados por *Bellizzia y Rodríguez* (1976) no han reportado reacción alguna que pudiera inferir la continuidad del dique a profundidad.

La otra versión, más aceptada actualmente, fue manejada entre otros autores por *Muessig* (1977), quien considera este grupo de rocas como intrusiones ígneas, donde se observan alteraciones con el contacto de la Formación El Paraíso y en inclusiones de la Formación Pecaya. *Muessig* (1978) reporta una edad no mayor de 22.9 ± 0.9 m.a. datado por el método K-Ar. Investigaciones más recientes lo datan a edades un poco más recientes (*Audemard*, com. pers.).

Estas rocas son basaltos alcalino a sub-alcalino en forma de “sills” y diques que intrusionan los sedimentos oligo-miocenos de la Cuenca Central de Falcón. En estudios más recientes de estas rocas, *Escorihuela y Rondón* (2002) establecen como grupo petrográfico mayoritario basaltos porfídicos, alcalinos transicionales los cuales son intraplaca y que por su composición química son generados en el manto superior. Estos autores establecen un marco tectónico de “rifting”.

3-CAPÍTULO 3: RECOPILACIÓN, ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GEOLÓGICO-GEOFÍSICOS

3.1- RECOPILACIÓN DE DATOS PREVIOS

Esta fase comprende en esencia la recopilación de todos los datos disponibles de la zona de estudio, en forma de mapas, fotografías aéreas, datos geofísicos o trabajos de otros autores previos referentes a la región de interés. Una vez recopilados se vaciaron en una "base de datos gráfica" que permitió conformar el mapa base para ser usado durante el reconocimiento en campo.

3.1.1- Mapas Geológicos, Estructurales y Hojas Cartográficas

Se seleccionó un grupo de mapas de diversos autores y/o instituciones para crear un mapa base con dicha información unificada y manejable en el momento de la adquisición en campo.

En primer lugar, se escogió como base topográfica la información contenida en los *Mapas Topográficos de la Dirección de Cartografía Nacional*, a escala 1:100.000, tomándose en especial consideración curvas de nivel, todas las carreteras o vías disponibles que facilitan la penetración de la zona y la toponimia referente a poblados, sitios, áreas, filas, cerros, etc. Los drenajes principales o ríos fueron los únicos referenciados en el mapa base debido a que los levantamientos se realizarían a nivel de carreteras y caminos.

Por la longitud del perfil y las diversas formaciones presentes, se decidió basar la información estratigráfica por edades según el mapa geológico-estructural del *Ministerio de Minas e Hidrocarburos* del año 1976. De esta manera se agrupan diversas formaciones en sus edades correspondientes.

La información estructural fue aportada principalmente por los mapas geológico-estructurales de *Creole Petroleum Corporation*, que a su vez constituyen una recopilación de datos de diversos autores en distintos años. También se consideró a *Méndez y Guevara* (1969), por poseer información estructural y geológica.

Para añadir información más actualizada, se consideraron los mapas contenidos en diversos artículos, tales como los trabajos de *Stephan* (1977, 1985)

quien concentró sus investigaciones en la región sur del corredor de estudio y *Audemard* (1996, 2001) quien lo hace en el centro y norte del mismo.

Todos estos mapas fueron "digitalizados" dentro del "software" comercial AutoCAD® en sus versiones 2000 y 2002 (para mayor detalle página 119); dicha información se coloca de acuerdo a coordenadas comunes, usándose para este trabajo las del tipo Proyección Mercator Transversal (UTM por sus siglas en inglés), usada en los mapas de la *Dirección de Cartografía Nacional*, debido a una fácil ubicación espacial (abcisas y ordenadas) y cálculo mental (distancias en kilómetros), de manera que los diversos mapas geológicos y estructurales reunidos se puedan solapar o sobreponer para su posterior ponderación y evaluación en la fase de campo. Posterior a la fase de campo, se unificaron dichos datos en un solo mapa geológico estructural (Figura 3-1).

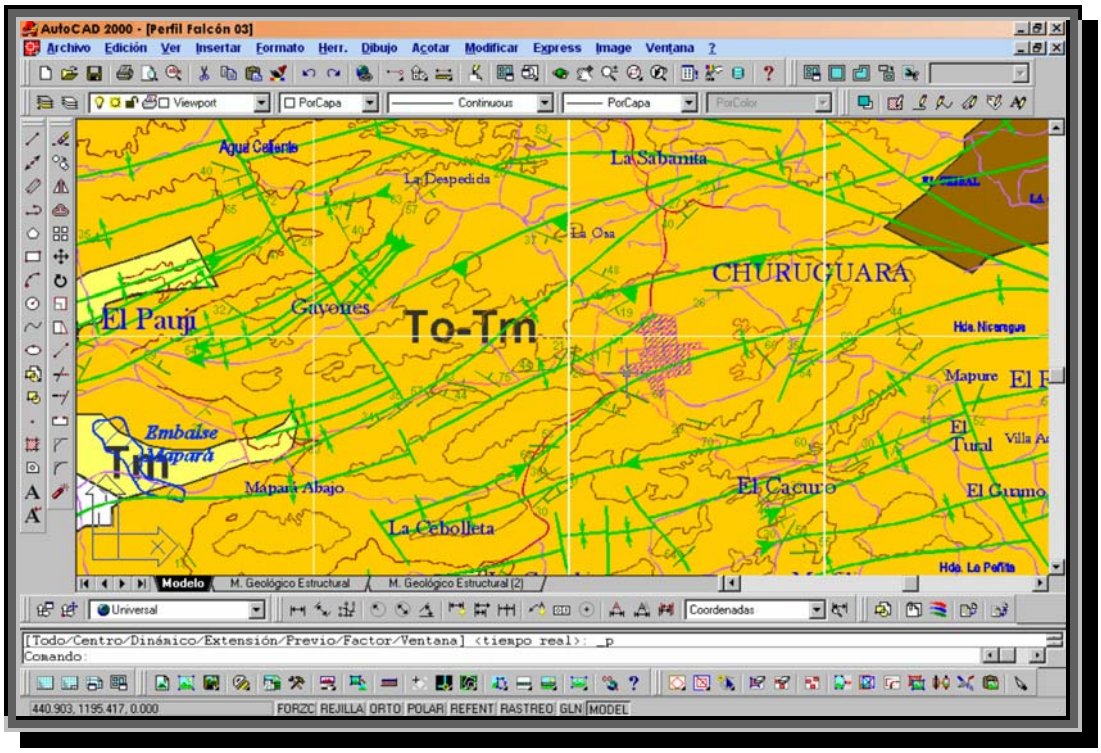


Figura 3-1: Mapa digitalizado en AutoCAD® 2000, 2002, que muestra los elementos geo-estructurales en el área adyacente a la población de Churuguara.

3.1.2- Gravimetría

Los datos geofísicos fueron aportados gentilmente por la Gerencia del Proyecto Visión País (VIPA) en la persona de Roger Coriat. Estos datos cubren esencialmente la Península de Paraguaná, además de algunos pocos datos de gravedad esparcidos dentro del corredor. Para mayor detalle, los mismos se refieren más adelante dentro de este capítulo.

Al igual que la información de los mapas, todos estos datos y observaciones fueron compiladas en AutoCAD® 2000, 2002 (Figura 3-2).

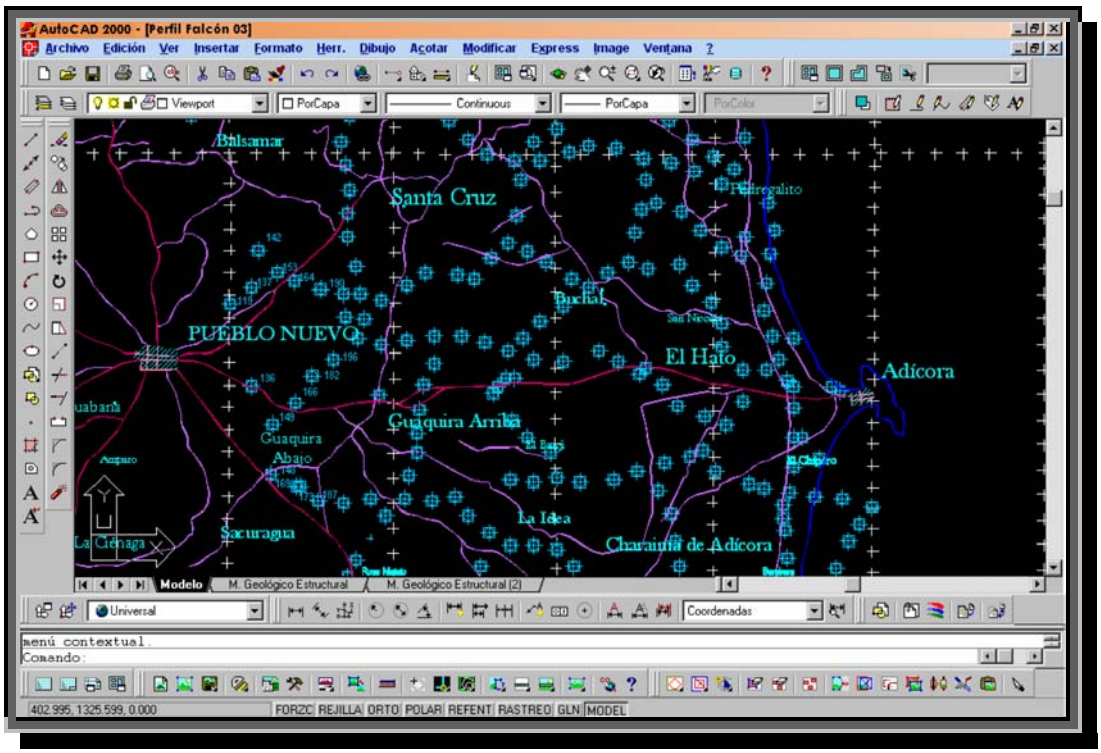


Figura 3-2: Mapa digitalizado en AutoCAD® 2000, 2002 que ilustra datos gravimétricos (símbolos azul claro), en un sector de la Península de Paraguaná.

3.1.3- Perfiles Sísmicos y Datos de Pozos

Estos datos fueron igualmente aportados por la Gerencia de Visión País (VIPA). Los perfiles sísmicos y pozos se concentran exclusivamente en la Península de Paraguaná, la Bahía de La Vela y la costa norte de Falcón central (Figura 3-3).

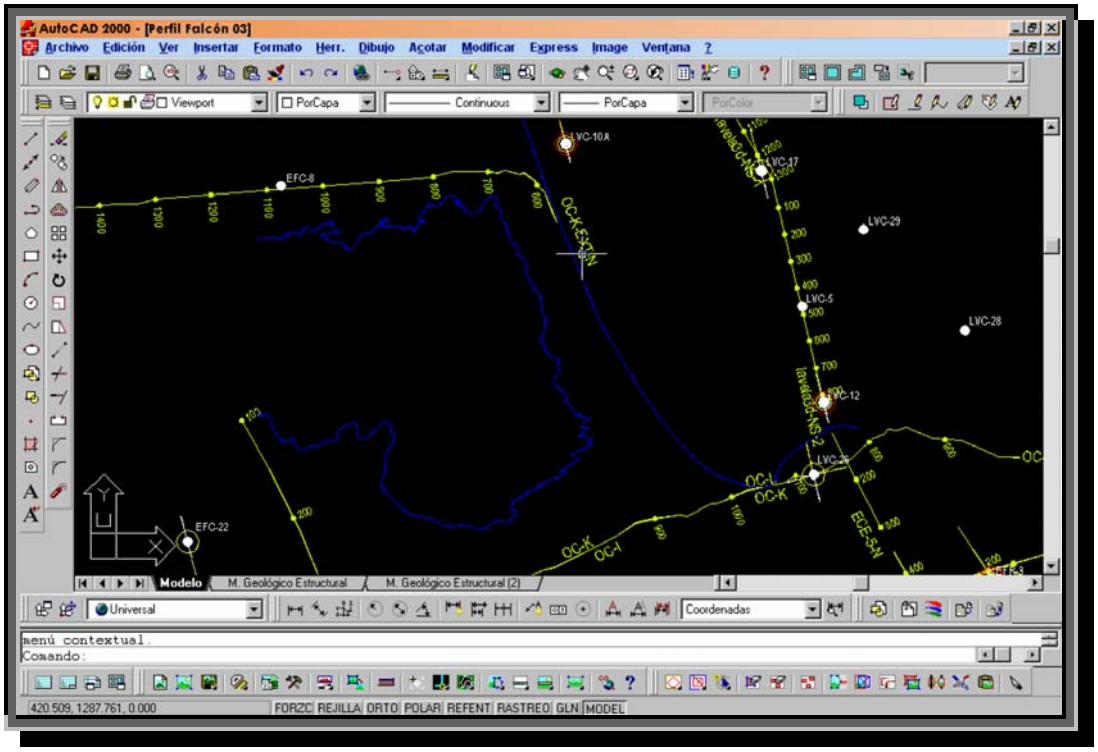


Figura 3-3: Mapa digitalizado en AutoCAD® 2000, 2002, que exhibe la disposición de parte de las líneas sísmicas y pozos al norte de Falcón y el Istmo de Los Médanos.

Este material al igual que el resto de los apartados anteriores, fue integrado al mapa digitalizado, respetándose su posición geográfica y espacial, es decir, es posible obtener las profundidades o espesores reales y ubicación geográfica de cada uno de los perfiles sísmicos y pozos y poder obtener vistas en 3D gracias a las facilidades de la plataforma de AutoCAD® 2000, 2002.

3.1.4- Fotos Aéreas

Las fotos aéreas usadas en este trabajo están disponibles en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, bajo el resguardo del Prof. Armando Díaz Quintero quien gentilmente facilitó este material.

Las diversas fotos aéreas se presentan a escalas que varían de 1:8.000 a 1:50.000, cubren gran parte de la zona central del corredor de estudio y algunas áreas de la parte sur. A dicho material se les hizo el estudio correspondiente, haciendo énfasis en alineaciones en el relieve, así como las direcciones de buzamiento de los estratos presentes en las mismas.

Estas fotos fueron "escaneadas" e integradas al mapa base (Figura 3-4).

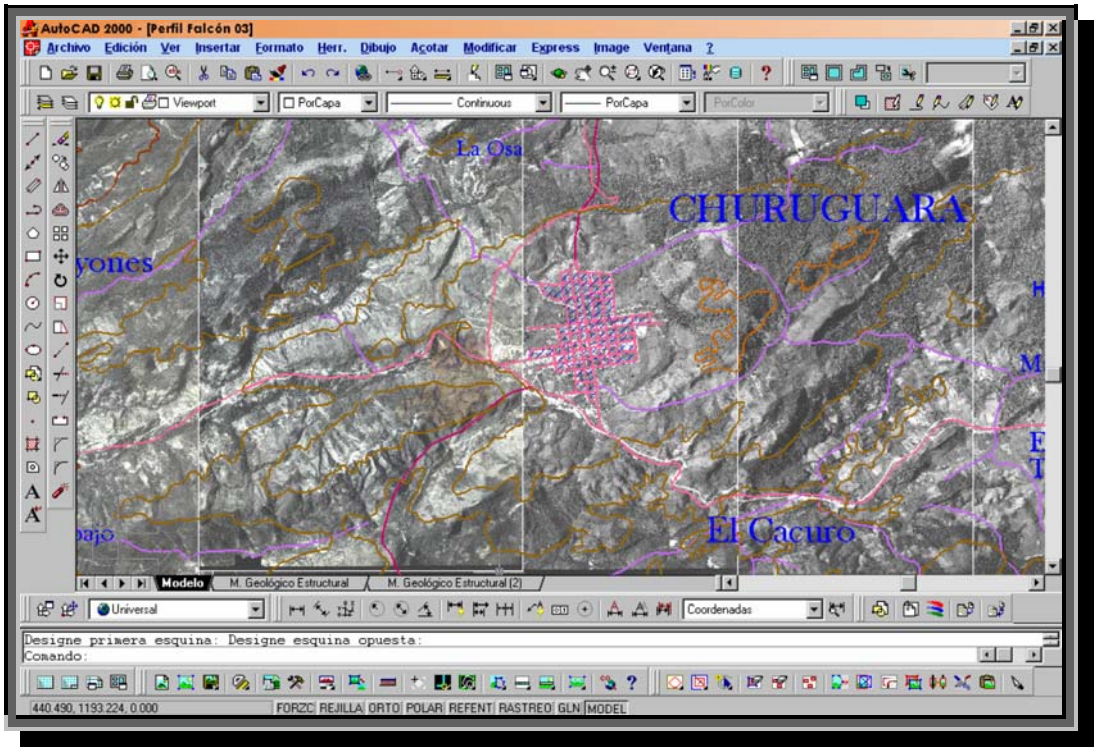


Figura 3-4: Mapa digitalizado en AutoCAD® 2000, 2002, que muestra la sobreposición de algunos elementos cartográficos sobre fotos aéreas de la zona.

3.2- ADQUISICIÓN DE DATOS GEOLÓGICOS

Una vez reunida toda la información cartográfica geológica y estructural, se procedió a evaluar las zonas que requerían especial énfasis para ser estudiadas, ya fuese debido a la contradicción o ausencia de datos previamente recopilados.

El principal y más importante instrumento usado para esta adquisición es la Brújula Brunton® (Figura 3-5) de reconocida confiabilidad. Este instrumento depende del campo magnético terrestre que rodea la Tierra y que a su vez sin obstrucción causa que los objetos magnetizados se alineen con los polos magnéticos norte y sur del planeta. La **Declinación Magnética** es la diferencia entre el norte geográfico y el norte magnético con respecto a una posición; para el caso que corresponde y debido a que la declinación magnética varía y fluctúa en diferentes tasas, se consultó la *Carta Isogónica de Venezuela* (1995), en la cual se estableció una declinación correspondiente a los estados Falcón y Lara de aproximadamente 11° al oeste (en sentido antihorario en el círculo graduado de la brújula) y confirmado posteriormente por la aplicación geofísica IGRF (página 139).

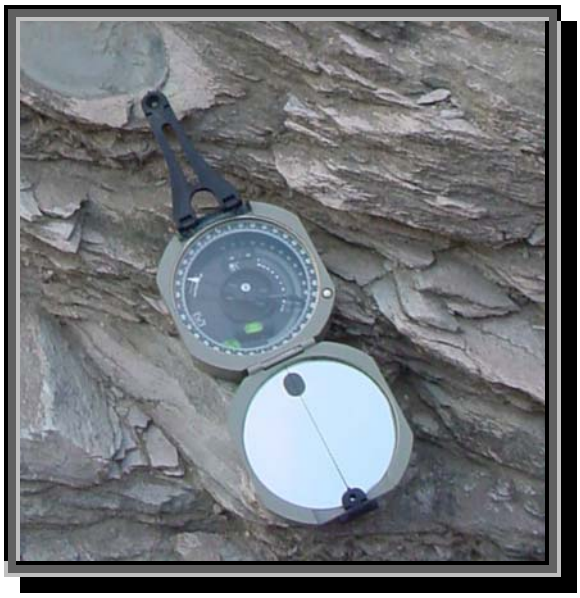


Figura 3-5: Brújula Brunton® sobre un afloramiento de la Formación Barquisimeto (Juan C. Sousa).

La recolección de datos se realizó en todos los afloramientos posibles ubicados sobre carreteras y en caminos donde el paso de vehículos fue posible, registrándose los siguientes datos:

- Ubicación de los afloramientos por coordenadas UTM según el GPS Garming® Etrex.
- Rumbos y buzamientos de los estratos y foliaciones mediante la lectura de la Brújula Brunton®.
- Observaciones y mediciones de las estructuras geológicas tales como estrías de fallas, brechas de fallas, pliegues, etc.
- Breves caracterizaciones litológicas y toma de algunas muestras.
- Toma de vistas fotográficas orientadas mediante una cámara digital.

Los datos de rumbo y buzamiento, y otras mediciones recogidas fueron cargados en el mapa base digitalizado en la computadora sobre la plataforma de AutoCAD® 2000, 2002 (Figura 3-6). Este método de trabajo, usando un mapa "digital" en la pantalla de una computadora en vez de un mapa en papel, simplificó la ubicación de todos los elementos disponibles en dicho mapa en campo, haciendo más eficientes las decisiones de las rutas o itinerarios a tomar y optimizando la jornada de trabajo. De igual manera se pudo omitir el paso del cálculo de los datos de buzamientos reales de las capas (sean adquiridos o recolectados bibliográficamente), al buzamiento aparente proyectado en los perfiles.

La recolección de estos datos se realizó en los meses de agosto, septiembre y octubre de 2002 y una semana entre marzo y abril de 2003, concentrándose en la zona sur correspondiente a las Napas de Lara, la zona sur central donde se ubica la población de Churuguara y en un menor índice en el resto del corredor, esto último con el fin de confirmar los datos previamente recopilados.

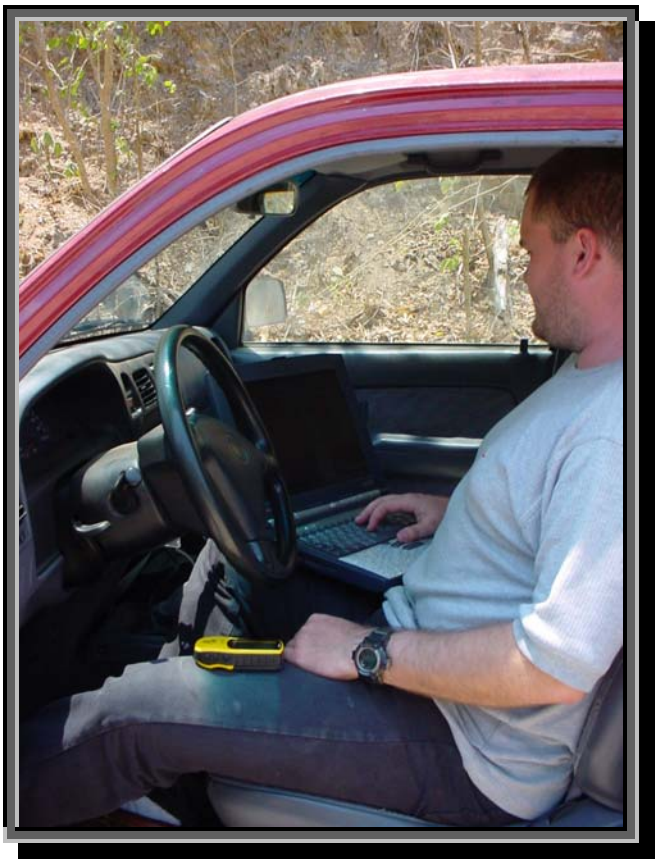


Figura 3-6: La computadora junto al GPS, fueron instrumentos importantes en la planificación del trabajo de campo de una manera exacta y confiable (Josmat Rodríguez).

3.3- EVALUACIÓN Y VALORACIÓN DE LOS DATOS RECOPILADOS Y ADQUIRIDOS EN CAMPO. CONCEPTOS Y DEFINICIONES

La evaluación y valoración de los datos adquiridos en campo es la fase posterior al trabajo de campo en la que se pasa por diversos análisis y criterios,

considerando también varios conceptos previos, para la finalización y entrega del producto final. Entre estos criterios, conceptos y análisis se tienen:

3.3.1- Mapa Geológico Estructural

Finalizada la adquisición de los datos geológicos, y plasmados en el mapa base, se procedió a evaluar y valorar los datos de campo con los previos, confrontando similitudes y analizando las diferencias; esto se aplicó a la ubicación de las diversas estructuras geológicas y algunas posiciones estratigráficas de rocas que han propuesto los diferentes autores. La razón es filtrar los numerosos datos y obtener un mapa más simplificado que agrupe los diferentes criterios y observaciones de los autores consultados.

Las estructuras geológicas apreciadas en los mapas de la *Creole Petroleum Corporation* (1960), que en realidad constituyen una compilación de las observaciones de varios autores en cuanto a la geología de superficie, fueron tomadas en este trabajo como punto de partida para comparar con el resto de los autores. Estos mapas describen la geología sólo en lo que se conoce como Cuenca de Falcón.

Sobre la base cartográfica de *Creole* (1960, referenciada en la bibliografía), se agregan elementos de más reciente data, tal como es el caso de *Méndez y Guevara* (1969) o trabajos actualizados de *Audemard* (1996, 2001) en caso de ser necesario. En lo que respecta a *Méndez y Guevara* (1969), se tomó en cuenta una serie de fallas ubicadas en el centro de la cuenca, con tendencias SSW-NNE en el área de la Sierra de San Luís y fallas WNW-ESE en las cercanías de la población de Churuguara al sur. En cuanto a los trabajos de *Audemard* (1996, 2001), se consideró la zona norte-central de Falcón, agregando una serie de fallas de tendencia WNW-ESE en la parte norte de la península y otra serie de fallas WSW-ENE en el piedemonte de la Sierra de San Luís.

Para la base estratigráfica se partió del mapa geológico-estructural del *Ministerio de Minas e Hidrocarburos* del año 1974, que agrupa las diversas formaciones estratigráficas de acuerdo a sus edades, a propósito de la intención de

simplificar el modelaje tanto del mapa como del perfil. Los trabajos realizados por *Stephan* (1985) en la zona correspondiente a Las Napas de Lara fueron muy importantes, ya que proporcionan un esquema más actualizado de esta área, optándose por agregar los criterios de este autor (*Stephan*, 1985) al sur del corredor, con lo que se obtiene una estratigrafía y una geología estructural más actualizada de la zona, que coinciden a su vez con muchos de los elementos presentados por primera vez por *Bushman* (1965) en sus trabajos del Surco de Barquisimeto en las adyacencias de la ciudad del mismo nombre.

Los datos de rumbo y buzamiento de estratos y/o foliaciones fueron agregados tal cual los autores propusieron en sus trabajos, como es el caso de *Bushman* (1959) y *Creole Petroleum Corporation* (1960) que son los únicos que incluyeron estos datos en sus mapas.

Finalmente se incorporan a la base de datos recopilados en esta investigación. No es necesario confrontar estos datos con otros debido a que el estudio se concentró en las zonas con ausencia absoluta de dichos datos; en casos en donde se realizaron mediciones en zonas ya visitadas por otros investigadores, los datos de rumbos y buzamientos coinciden con los criterios de estos últimos.

3.3.2- Perfiles Geológicos

Una vez obtenido el mapa base digitalizado simplificado del aparte anterior, se reestablece la línea de perfil en el centro del corredor de estudio.

Se tomaron los datos de la geología de superficie en un corredor no mayor a 1.5 km de distancia a ambos lados de la línea de perfil. Debido a este estricto criterio, se decidió construir dos perfiles paralelos, una a cada lado del perfil central con la intención de aprovechar la totalidad de los datos de superficie y extrapolar la geometría resultante a la línea principal del perfil, en caso de que la misma presentaran vacíos o lagunas que pudieran ser complementados con la información de los perfiles laterales.

Para la construcción de estos perfiles se tomaron en consideración los siguientes métodos:

- Método de Busk: Propuesto por Busk en 1929, asume para la construcción de perfiles el principio de pliegues paralelos y concéntricos. Este método se basa en la construcción de arcos concéntricos con un centro de curvatura único, siendo el espesor el medido entre dos arcos siguiendo el radio del punto de curvatura común a ambos (Figura 3-7).

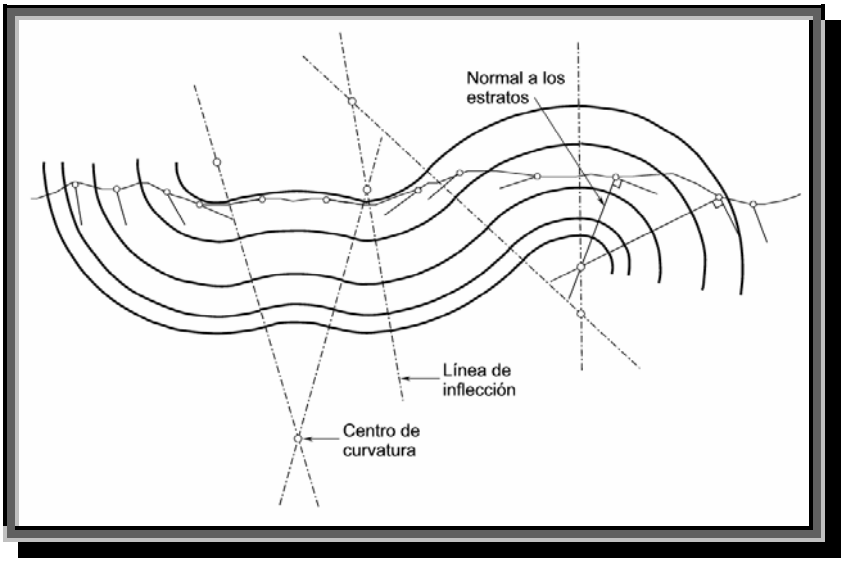


Figura 3-7: Construcción de pliegues paralelos mediante el método de Busk (1929) de arcos concéntricos. Tomado y modificado de *Suppe* (1985).

- Método "kink": Asume que los pliegues son paralelos y que las zonas de crestas forman ángulos, tal como sucede con los casos especiales de pliegues "kink" y "chevron". Este método fue motivado por el hecho de que mediciones detalladas muestran que muchos de los grandes pliegues en rocas sedimentarias se componen de curvaturas afiladas en los perfiles o secciones. En esencia este método construye las estructuras geológicas a base de líneas rectas, manteniendo los espesores de los estratos implicados (Figura 3-8).

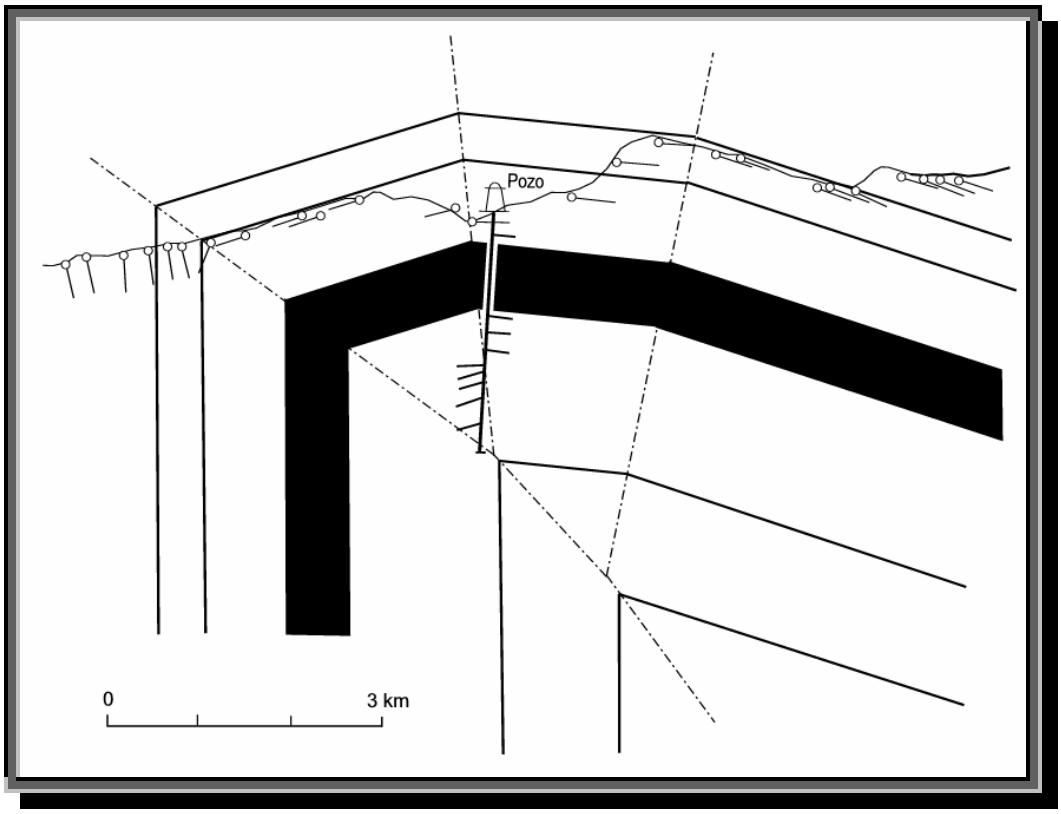


Figura 3-8: Estructura plegada usando el Método de "kink". Tomado de *Suppe*, (1985).

- Método de Retrodeformación: Es el método que proporciona una visión más real sobre las deformaciones de rocas. Este método asume en un principio y para la mayoría de los casos la **conservación de masas** durante la deformación; aunque este principio no es del todo correcto ya que la masa de las rocas puede variar, sea por ejemplo la pérdida de agua intersticial, se toma en consideración el principio de la **conservación de volumen** durante la deformación de las rocas. No obstante, este último principio por estar en términos de 3D se simplifica, ya que el problema se limita a solucionarse en una sección o corte geológico, es decir 2D, considerándose de esta manera el principio de **conservación de área**. Ahora bien, si se toma en cuenta que los pliegues son de carácter paralelos y que mantienen su espesor de manera constante entre su tope y base, el

principio se reduce a la **conservación de longitud de capas**. Este último principio es muy ventajoso, para el caso de las pruebas de retrodeformación, tal como se muestra en la Figura 3-9, en un caso real de las montañas del Jura (*Laubscher,* 1961).

En el estudio a lo largo del perfil objeto de esta investigación se tomaron en cuenta estos tres métodos debido a la extensión del mismo, que agrupa diferentes tipos de materiales litológicos (rocas metamórficas y sedimentarias) y que no pueden tratarse o agruparse bajo un mismo criterio geométrico. También garantiza que la sección geológica sea retrodeformable, es decir, una propiedad clave en donde es posible obtener una representación de la sección con su estratigrafía no deformada a partir de la sección interpretada en primer término, ayudando a establecer la evolución geológica y tectónica de la misma; en geología este procedimiento se conoce como **Balanceo de Secciones** (tratado más adelante en el Capítulo 6). Cabe resaltar que para que una sección sea retrodeformable, la misma debe ser lo más ortogonal posible a la tendencia de rumbos o estructuras de la zona de estudio y poseer espesores constantes en sus capas estratigráficas.

3.3.3- Estructuras Geológicas

Es de conocimiento general que el Anticlinorio de Falcón se resume a una tectónica en gran parte compresiva, evidenciada por los diversos cabalgamientos, corrimientos o fallas inversas presentes en la zona. Es por esto que se tomaron en cuenta estructuras geológicas que se forman en regímenes compresivos, las cuales se agrupan de la manera siguiente:

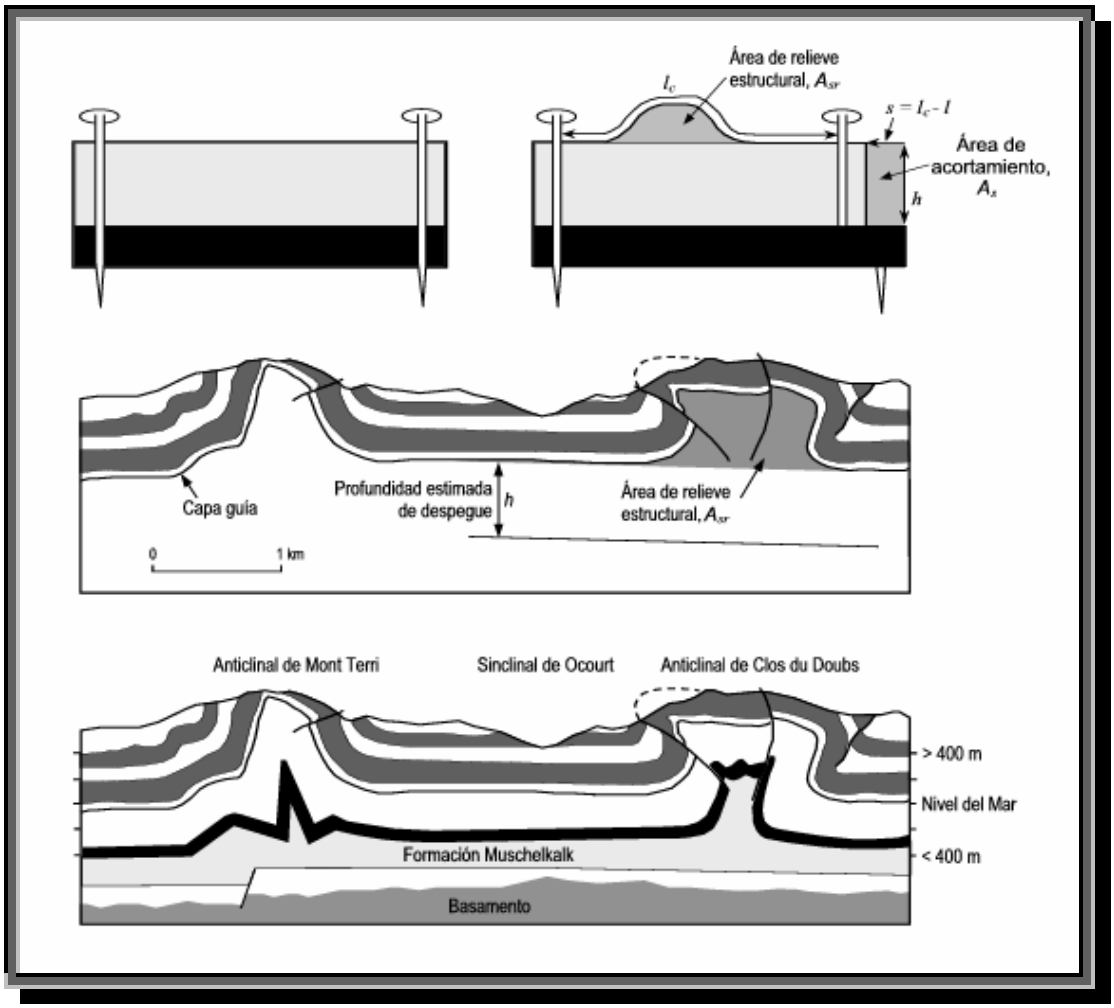


Figura 3-9: Aplicación del Método de Retrodeformación. Se ilustra la relación entre el área del relieve estructural de una capa guía sobre el nivel no deformado, A_{sr}; acortamiento, s; y la profundidad de despegue, h. En la sección central, se muestra el área del relieve estructural a la base de las calizas inferiores de Doggar en el anticlinal de Clos du Doubs de las Montañas del Jura. La profundidad de despegue, h, en las evaporitas de Muschelkalk (Triasico) puede ser calculada con mediciones adicionales de acortamiento curvimétrico. Por último se muestra la sección completa (Modificado después de *Laubscher*, 1961). Tomado y modificado de *Suppe* (1985).

Pliegues de Arrastre (*"Drag Folds"*): Causados por la fuerza friccional que actúa a lo largo de las fallas. Este tipo de estructura se enfoca en el mecanismo de formación, más que la forma del pliegue en sí. Debido a esto se dificulta su identificación, malinterpretándose estructuras tales como *"Fault-Bend Folds"* o *"Fault-Propagation Folds"* en pliegues de arrastre. En algunos casos se establece que la primera propiedad de estos pliegues es que se localizan muy cerca de las fallas de superficie; la segunda propiedad necesaria es que los pliegues de arrastre muestran una orientación y asimetría apropiada a la orientación y sentido del desgarre de la falla tal como se muestra en la Figura 3-10.

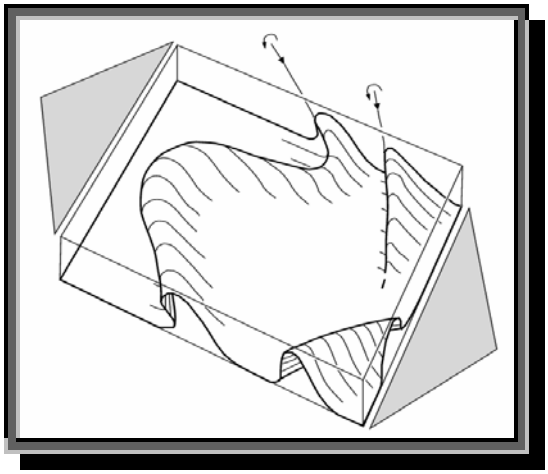


Figura 3-10: Esquema del desarrollo de un Pliegue de Arrastre o "Drag Folds"; nótese que dicha estructura se ubica en el centro de la zona de cizalla próxima a una falla, donde las puntas de flechas grises indican el sentido del movimiento (después de Stanley y Sarkisian, 1972). Tomado de *Suppe* (1985).

Pliegues de Curvatura de Falla (*"Fault-Bend Folds"*): Ocurren cuando las fallas no poseen una superficie perfectamente planar de deslizamiento que generalmente posee ondulaciones y puede causar ciertos despliegues de curvatura. La cinemática de esta estructura comienza con el deslizamiento, una vez que la falla de superficie se propaga, formando prontamente dos bandas "kink" (*"kink" bands"*) (*A-A'* y *B-B'*) asociadas a las dos curvaturas de la falla (Figura 3-11 superior), que se

confinan al bloque del techo y finalizan en la superficie de la falla. Las superficies axiales de las bandas "kink" terminan en la curvatura u ondulación de la falla debida a que esta misma causa el plegamiento. Las superficies axiales *A* y *B* finalizan en la curvatura del bloque del piso, como los puntos *X* y *Y*, justo donde la falla cambia de una superficie plana a una que corta la secuencia. Por el contrario las superficies *A'* y *B'* terminan entre la transición de los segmentos de la superficie que corta la secuencia y la superficie plana en el bloque del techo como los puntos *X'* y *Y'*, los cuales son los equivalentes de los puntos *X* y *Y* del bloque del piso.

Como el deslizamiento de la falla es continuo, los "kink" bands *A-A'* y *B-B'* aumentan su anchura y el anticlinal aumenta su amplitud (Figura 3-11 central). Las superficies axiales *A'* y *B'* se trasladan con el movimiento de la falla debido a que están emparejados con los puntos *X'* y *Y'* pertenecientes al bloque del techo; caso diferente ocurre con las superficies axiales *A* y *B* relacionadas con los puntos *X* y *Y* correspondientes con el bloque del piso, que se mantienen fijos, pero son responsables de la deformación de las secuencias ya que a partir de dichos planos axiales las secuencias cambian de buzamiento a medida que se genera el empuje.

La cinemática de un paso de simple despegue es todavía más compleja debido a que el punto *Y'* del bloque del techo, alcanza el punto *X'* del bloque del piso (Figura 3-11 inferior), alcanzando el pliegue su máxima amplitud, el cual es la profundidad del despegue. Es a partir de este punto que el eje axial *A*, que anteriormente se mantenía fijo y deformaba la secuencia ya que se emparentaba con el bloque del piso, empieza a moverse junto con el bloque del techo con el punto *Y'*, procedente del eje axial *B'* y que ahora se bloquea con el punto *X* del bloque del piso.

Otra variante sucede cuando el bloque del techo baja con respecto al bloque del piso mediante fallas normales **lístricas** en las cuales el movimiento tiende a provocar una abertura entre ambos bloques; posteriormente el bloque del techo tiende a colapsar sobre el bloque del piso el cual se ha separado creando un anticlinal, que es un *"Fault Bend-Fold"* conocido como pliegue "rollover" o reversa de arrastre y fallas normales antitéticas (Figura 3-12).

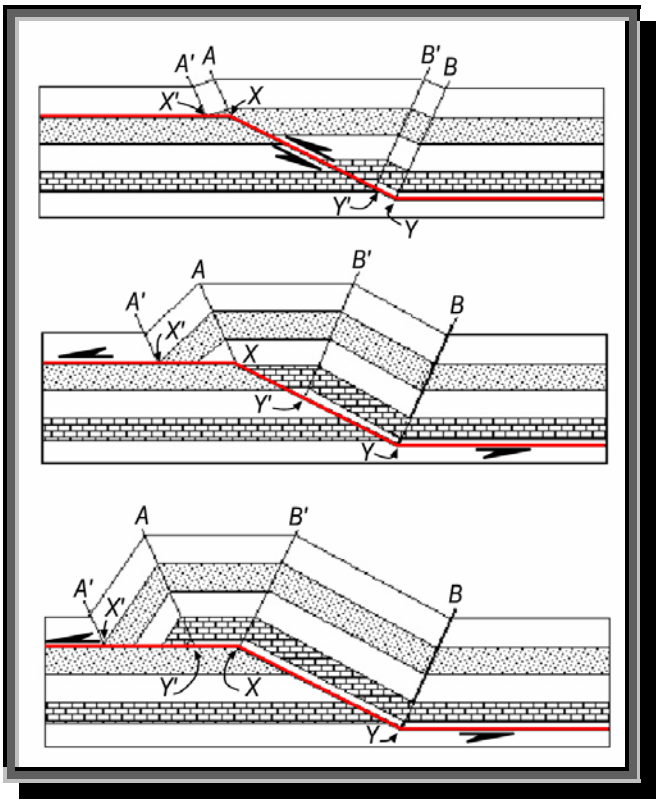


Figura 3-11: Esquema del desarrollo progresivo de un Pliegue de Curvatura de Falla o "Fault bend-Fold", mediante una estructura de rampa-despegue indicada en rojo (*Suppe*, 1983). Tomado de *Suppe* (1985).

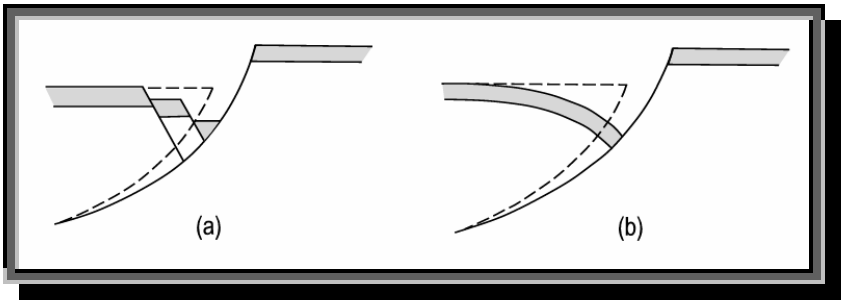


Figura 3-12: Diagrama esquemático que muestra el desarrollo de una falla normal antitética (a) y un anticlinal rollover (b) (después de Hamblin, 1965). Tomado de *Suppe* (1985).

Pliegues de Propagación de Falla (*"Fault-Propagation Fold")*. Este tipo de pliegues se forma como parte de un proceso de propagación de fallas, justo en la parte frontal de la superficie de propagación de dicha falla. En la Figura 3-13 se muestra el esquema del desarrollo de esta estructura, que comienza con la propagación de una falla y pasa a diverger de un despegue plano a uno que atraviesa la sección, formándose así dos pliegues tipo "kink" *A-A'* y *B-B'* de manera inmediata.

La superficie axial *B* se forma por la curvatura del bloque del piso y a su vez es el eje de deformación de las secuencias implicadas; la superficie axial *A'* termina justo en el extremo de la superficie progradante de la falla. La superficie axial *AB'* formadas para reunir *A'* y *B*, se mueve a la misma velocidad del corrimiento y sólo la superficie axial se acomoda en el material.

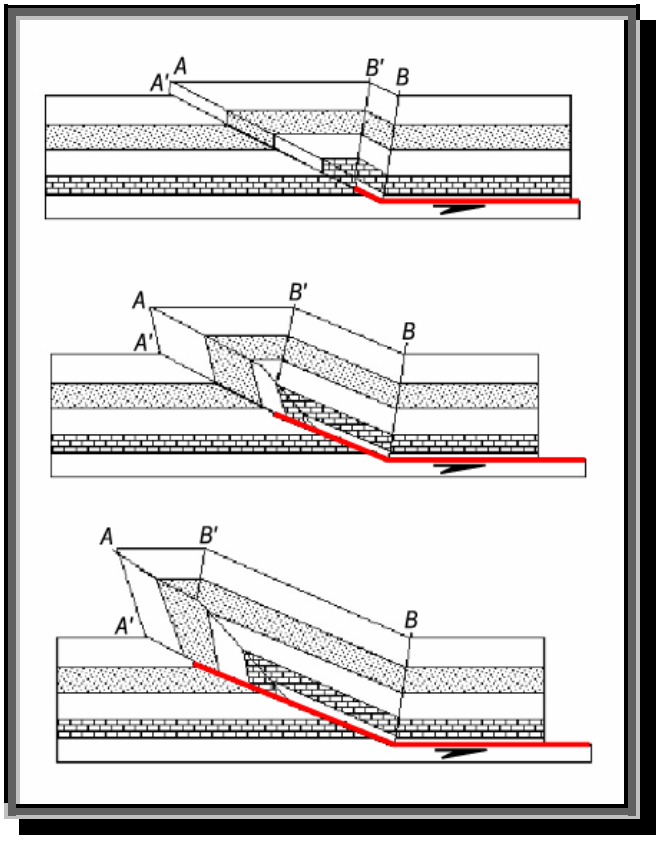


Figura 3-13: Desarrollo esquemático progresivo de un pliegue de propagación de falla o "Fault-Propagation Fold" en el extremo del corrimiento. Tomado de *Suppe* (1985).

Pliegues de apilación armónica y disarmónica (*"Harmonic and disarmonic stacking of folds"*): Los pliegues armónicos se caracterizan por cambios graduales en la forma desde una capa a otra y el firme acoplamiento de las capas plegadas en todo el intervalo estratigráfico, más largo con respecto a la amplitud del sistema plegado. El grado de "apilamiento armónico" es en función de los espesores y competencia de las capas (*Suppe,* 1985).

Los pliegues disarmónicos se caracterizan por un cambio substancial en la forma de los pliegues entre las capas próximas y las capas plegadas están desacopladas unas con respecto a las otras adyacentes a través de toda la sección estratigráfica. Estos pliegues requieren de fuertes mecanismos de desacoplamiento entre las próximas capas rígidas; comúnmente se asocian con capas rígidas limitadas por intervenciones de capas débiles que son relativamente gruesas a las capas competentes.

Muchos de estos pliegues son observables a escala de afloramiento.

Modelos Estructurales asociados con Fallamiento Transcurrente: En 1929, *Riedel* propone un esquema de las estructuras que se forman por la acción del movimiento de un sistema de fallas transcurrentes o dos fallas de rumbo principales. Las estructuras presentes son:

1. Fallas conjugadas, Riedels o de adición de acortamiento.
2. Estructuras de compresión tales como pliegues, fallas inversas, "horst", etc.
3. Estructuras de extensión como fallas normales, graben o fracturas de tensión, diques, etc.

En 1973, *Wilcox, Harding y Seely* realizan modelos experimentales en arcillas para evaluar la asociación estructural que se desarrolla en estratos sedimentarios superficiales en fallas transcurrentes (Figura 3-14). Como producto de lo anterior, estos autores establecen tres tipos de estructuras:

1. Fallas sintéticas y antitéticas: Son fallas que se combinan para formar grupos conjugados con intersecciones superiores a los 60°. En este subsistema se diferencian dos tipos de fallas de acuerdo al sentido de deslizamiento, siendo la **sintética** la que posee un idéntico desplazamiento al desgarre principal; las fallas **antitéticas** son las fallas que poseen un sentido de deslizamiento opuesto y se orientan comúnmente en pequeños ángulos agudos respecto a la normal de la traza principal de la zona de falla.
2. Modelos en escalón o en "echelon": Fallas de igual sentido de deslizamiento a la traza de zona de falla orientadas en "echelon"; debido a esto, estas fallas se disponen paralelamente una con respecto a la otra y se encuentran acomodadas en una banda o línea direccional (*line of bearing*). En los modelos experimentales los grupos de fallas sintéticas están compuesto de elementos en "echelon".
3. Pliegues y Fracturas de Tensión: En los modelos experimentales de *Wilcox, y otros* (1973) se desarrollaron también pliegues y fracturas. Las fracturas de tensión se forman perpendiculares al eje de máxima extensión y se disponen en "echelon" a lo largo de la traza principal de la falla Los pliegues resultantes de los fallamientos transcurrentes dependen del sentido de acortamiento en la zona de falla, conociéndose **plegamientos dextrales y plegamientos sinestrales**, que al igual que las fracturas de tensión se disponen en "echelon".

Como se ha notado, las postulaciones realizadas por *Riedel* en 1929 son confirmadas posteriormente por los modelos experimentales de *Wilcox, y otros* (1973), pudiendo sintetizarse todo lo anterior en la Figura 3-14, conocida comúnmente como el **Diagrama de Wilcox**.

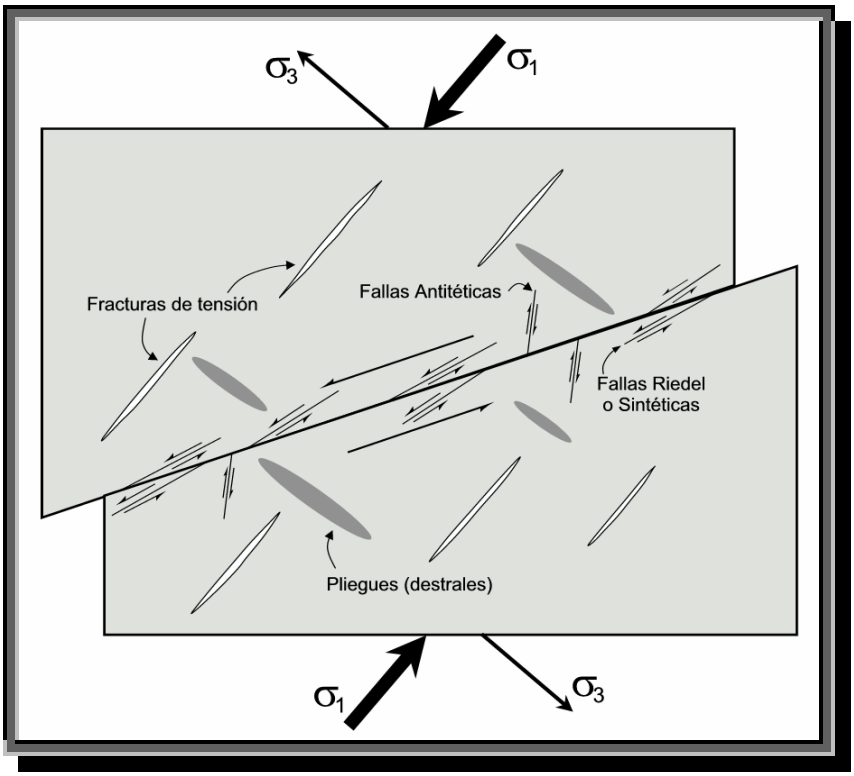


Figura 3-14: Esquema del Diagrama de Wilcox. Tomado y modificado de *Suppe* (1985).

Fallamiento Conjugado de la Teoría de Anderson: Como una parte esencial de la Teoría de Fallamiento presentada a comienzos del siglo XX por E. M. Anderson, esta teoría predice tres sistemas conjugados posibles en los niveles superficiales de fallamiento, tomando en cuenta tres direcciones de esfuerzos espacialmente ortogonales entre sí, siendo el esfuerzo mayor designado como σ_1, el esfuerzo intermedio σ_2 y el menor como σ_3. Como se muestra en la Figura 3-15, si σ_1 es vertical se desarrolla un sistema conjugado normal, en el cual la fractura tendría más de 45° de buzamiento (es decir, a 45° + φ/2) y el deslizamiento sería en favor a dicho buzamiento, hacia abajo; cuando σ_2 pasa a ser vertical se inicia un sistema de fallas conjugadas transcurrentes, en donde las fracturas igualmente serán verticales y el deslizamiento horizontal; en el último caso si σ_3 es vertical se desarrolla un sistema conjugado inverso, en el cual la fractura buzaría por debajo de los 45° (es decir, a 45° - φ/2) y el deslizamiento sucedería en contra de dicho buzamiento, hacia arriba.

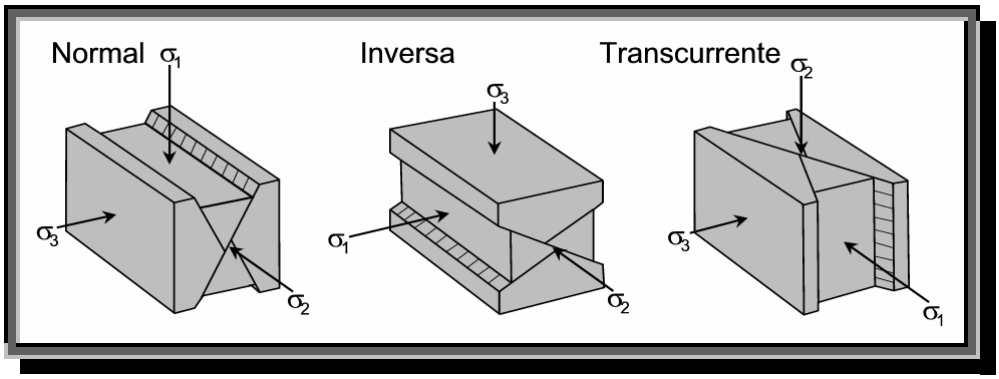


Figura 3-15: Bloques diagramáticos que muestran los diferentes sistemas conjugados de fallas a partir de la Teoría de Fallamiento de Anderson (después de *Angellier*, 1979). Tomado de *Suppe* (1985).

Esta teoría fue un éxito notable, ya que comúnmente las fallas normales existen en dos conjuntos opuestos y sus buzamientos son mayores a los 45°, las fallas transcurrentes son normalmente verticales o subverticales y las fallas inversas poseen buzamientos menores a los 45°. Sin embargo, en otro sentido, la Teoría de Anderson tuvo poco éxito, debido a que las fallas inversas no sobrepasan los 20° de buzamiento, esta falla y las del tipo transcurrente no existen como pares conjugados tan comunes en los sistemas normales.

A pesar de sus pro y sus contra, uno de los principales aportes es que esta teoría estima convenientemente la orientación de los esfuerzos que forman dichas estructuras.

Deformación Orogénica a lo largo de los Bordes de Placa: La mayoría de las estructuras de deformación se concentran aparentemente cercanas a los bordes de placas, aunque el estilo tectónico actual es muy diferente al del Precámbrico Inferior cuando la litósfera fue posiblemente adelgazada por una Tierra más caliente. Sin embargo, la deformación de la litósfera de hace uno o dos millardos de años aparenta ser análoga a las deformaciones actuales.

En síntesis, se pueden agrupar estas deformaciones en tres grandes grupos de límites de placa:

1. Extensionales (*"ridge"*)
2. Compresionales (*"trench"*)
3. Transformantes

Y tres tipos fundamentales de fallamientos correspondientes:

1. Normales: producidas por extensión horizontal. Implican que el bloque superior o del techo, se caiga o deprima con respecto al bloque inferior o del piso.
2. Inversas, Cabalgamientos o Corrimientos: Producidas por compresión horizontal. Implican que el bloque superior o del techo suba o se levante con respecto al bloque inferior o del piso. De acuerdo a su extensión, se denotan como cabalgamientos aquellas fallas inversas de bajo ángulo que afectan un marco regional, y corrimientos cuando lo hace en un marco más local.
3. Transcurrentes: En extensiones no horizontales o compresión normal a la falla. Implican el movimiento de bloques en una dirección paralela o subparalela al rumbo del plano de falla. De acuerdo al sentido del deslizamiento se clasifican en dextrales (en sentido horario o un bloque se mueve a la derecha con respecto al otro) y sinestrales (en sentido antihorario o uno de los bloques se mueve a la izquierda con respecto al otro).

Es importante considerar que los bordes de placa son zonas complejas de deformación, que contienen gran cantidad de fallas, pliegues y otras estructuras deformacionales. Estas zonas de deformación poseen rangos variables de menos de 25 a más de 100 km de ancho, conformando importantes cinturones deformados.

Las anchuras relativas de las diferentes clases de límites de placa tienen una simple explicación mecánica relacionada con el cambio de esfuerzos durante el movimiento continuo.

Para el caso de la primera aproximación, la extensional, es dominada por un adelgazamiento; si el segmento de la litósfera continental se extiende horizontalmente (Figura 3-16) primero se deformará el punto más débil, ocasionando que la litósfera se adelgace en una extensión localizada. El adelgazamiento hace que el punto débil sea más débil, por consiguiente la deformación continuada tiende a localizarse en el límite de placa extensional dentro de la litósfera. La expresión de esta estructura en superficie es de un graben compuesto por fallas normales orientadas según el sentido de la debilidad de la litósfera y enfrentadas o conjugadas, formando de esta manera una cuenca extensional.

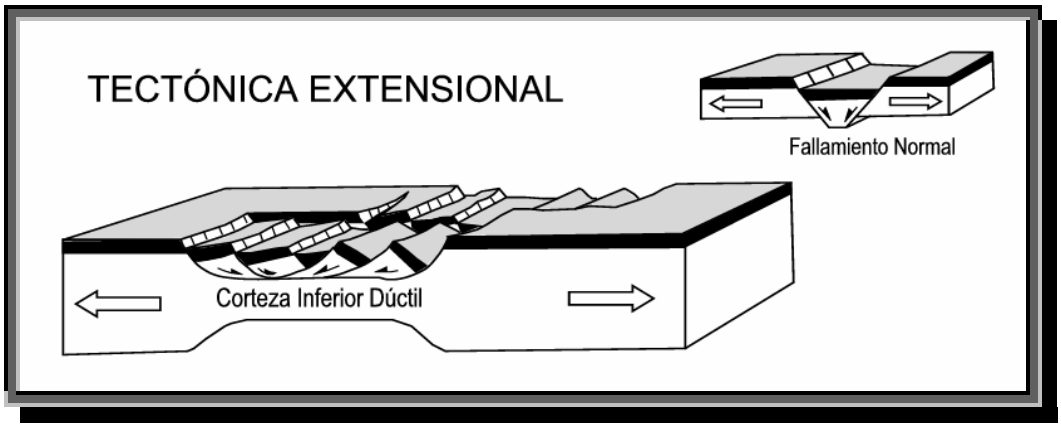


Figura 3-16: Bloques diagramáticos que muestran en primer término la tectónica extensional. El fallamiento normal es el que predomina en estas zonas de deformación. Tomado de *Suppe* (1985).

La deformación dentro de un límite de placas compresivo (Figura 3-17) dilata la litósfera y por lo tanto la fortalece originando una zona de crecimiento de deformación en amplitud. Estos tipos de estructuras son los modelos clásicos usados para explicar la formación de diversos altos topográficos de importancia como cordilleras o cadenas montañosas en los bordes de placas compresivos. Se compone

igualmente de un grupo de fallas inversas enfrentadas, causando que los terrenos centrales a este conjunto de corrimientos o cabalgamientos se eleven relativamente más rápido que las áreas adyacentes.

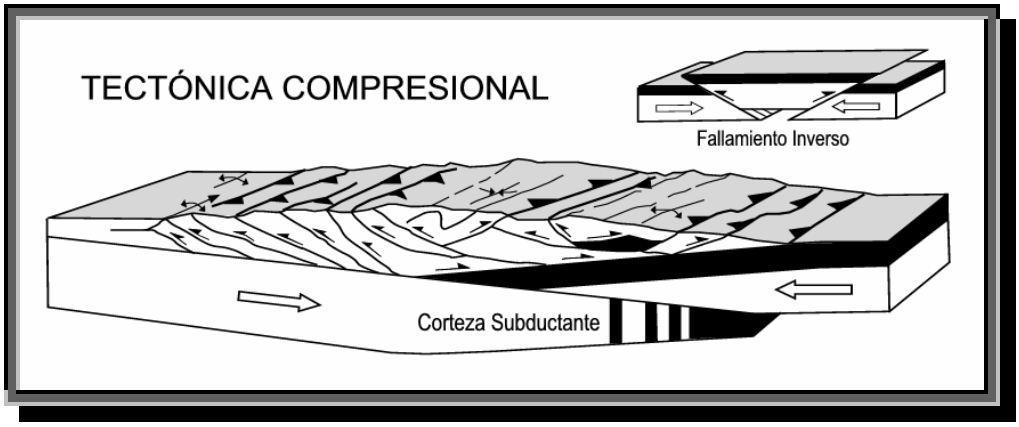


Figura 3-17: Bloques diagramáticos que muestran en primer término la tectónica compresional. El fallamiento inverso es la estructura predominante en estas zonas de deformación. Tomado de *Suppe* (1985).

Es igualmente común el desarrollo de grandes cabalgamientos (mantos tectónico según *Griem*, (1999) a los que se aplica el concepto de **Napa**, que son grandes masas emplazadas de terrenos formados en otras regiones, llamados alóctonos, sobre terrenos fijos o formados en la misma localidad, y por lo general conforman un margen pasivo, llamado autóctono (Figura 3-18). Estas estructuras son muy comunes en regiones de altos índices de esfuerzos compresivos. Los elementos característicos de estos cabalgamientos o napas son:

- Escama o "klippe": restos de las litologías alóctonas.
- Ventana o "fenster": sectores donde el alóctono está ausente, observándose las litologías autóctonas.

Según *Griem* (1999), es posible reconocer en campo los siguientes elementos que indican la presencia de estos cabalgamientos:

1. Zona de milonita y metamorfismo cerca de una falla horizontal.

2. Zona de falla horizontal con estructura imbricada.
3. El alóctono, donde rocas más antiguas se ubican encima de rocas más jóvenes.
4. Facies del alóctono completamente diferentes a las del autóctono.
5. El alóctono muestra un mayor grado de metamorfismo y un dominio tectónico diferente.
6. Saltos o irregularidades en las facies metamórficas.

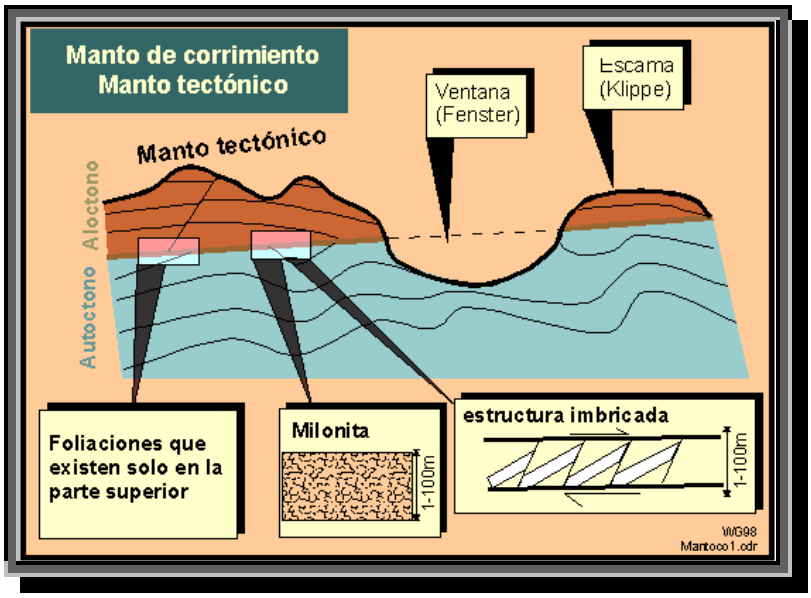


Figura 3-18: Esquema que muestra los elementos presentes en estructuras de cabalgamientos o napas (manto tectónico). Tomado de *Griem*, 1999.

Los límites de placas transformantes tienen pequeños adelgazamientos o engrosamientos litosféricos, esto dependiendo de la relación entre la geometría de las fallas transcurrentes y su sentido de movimiento. En la Figura 3-19 se muestra uno de los dos casos generales de este régimen, en donde el movimiento de una falla transcurrente ocasiona un "vacío" por la separación de sus trazas, conocido como cuenca "pull-apart"; esta estructura se expresa en superficie como dos fallas transcurrentes desplazadas que se conectan en sus extremos por una estructura

graben. Contrariamente, cuando dichas fallas transcurrentes no forman un vacío, sino que se enfrentan, comúnmente ocasionan un alto topográfico conocido como "push-up" donde se forman estructuras plegadas como primera consecuencia.

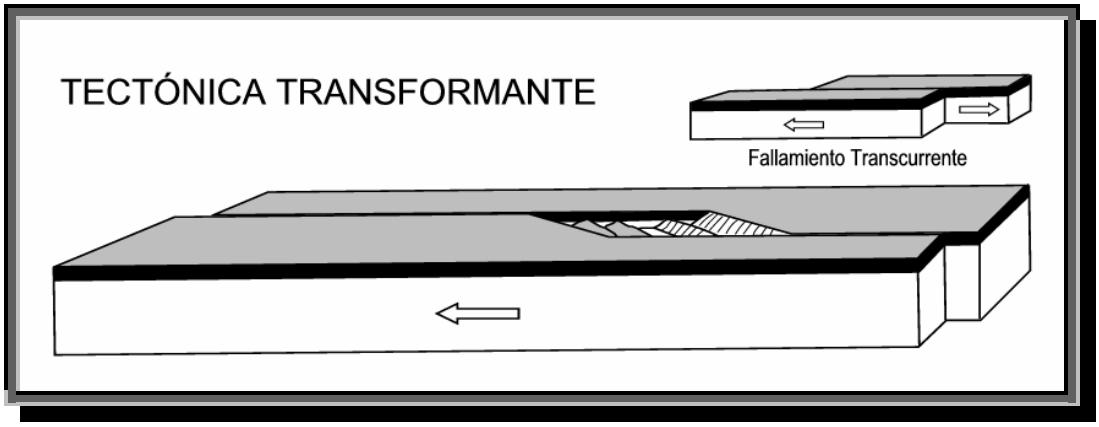


Figura 3-19: Bloques diagramáticos que muestran en primer término la tectónica transformante. El fallamiento transcurrente es la estructura predominante de estas zonas de deformación. En esta figura se muestra específicamente una cuenca pull-apart y un pequeño graben que conecta los extremos de ambas fallas transcurrentes. Tomado de *Suppe* (1985).

Todas estas deformaciones son más comunes en los límites de placa en litósfera continental que en los oceánicos, debido a que los primeros presentan mayor heterogeneidad mecánica.

3.3.4- Proyección Esférica

Es una proyección de puntos desde la superficie de una esfera a un plano (*Phillips,* 1977; *Suppe*, 1985), y es muy usada para establecer o entender la ubicación espacial de diversos planos y líneas. La *Proyección Estereográfica* se obtiene en un plano ecuatorial a la esfera uniendo todos los puntos del semicírculo de la mitad inferior o superior del círculo máximo; es entonces como a partir de uno de los dos hemisferios que se componen de los puntos de la superficie de la esfera a un plano perpendicular y tangente a uno de sus polos, se obtiene una imagen bidimensional

que da lugar entre varios (*Phillips*, 1977) a los dos tipos de proyecciones más usadas en esta área:

- Proyección Equiangular: Conocida como Red Estereográfica de Wulf, quien publicó una reproducción de esta red en 1902, en donde se reproducen los ángulos entre las líneas en la esfera sin distorsión. Este tipo de proyección se usa en diversas aplicaciones. Muy requerido en el análisis estructural para determinar las orientaciones preferenciales de las estructuras, tales como un promedio de las direcciones certeras de elementos estructurales, o para determinar si los rangos de orientación de una estructura en particular son de alguna manera sistemáticos (Figura 3-20a).
- Proyección Equiareal: conocida como Red de Lambert pero comúnmente como Red de Schmidt, quién introdujo su uso en el estudio de la Geología Estructural (*Phillips,* 1977). El mapa generado toma en cuenta la igualdad de área entre los paralelos y meridianos. Se usa principalmente para los conteos estadísticos de densidades de distribución o contornos, dando como resultado mediciones en grados de las orientaciones preferenciales (Figura 3-20b).

Los conceptos, procesos y análisis correspondientes para estas proyecciones esféricas son similares.

En ambas proyecciones se observan dos grupos de líneas, los meridianos que son aquellos que parten y terminan en los polos conocidos también como **círculos mayores** y los paralelos que son perpendiculares y son comúnmente llamados **círculos menores**.

Los meridianos representan planos que pasan a través del centro de la esfera a diversos ángulos de buzamiento sí se toma en cuenta el hemisferio inferior de la esfera, o de diversos ángulos de vergencia del plano en caso de ser el hemisferio superior.

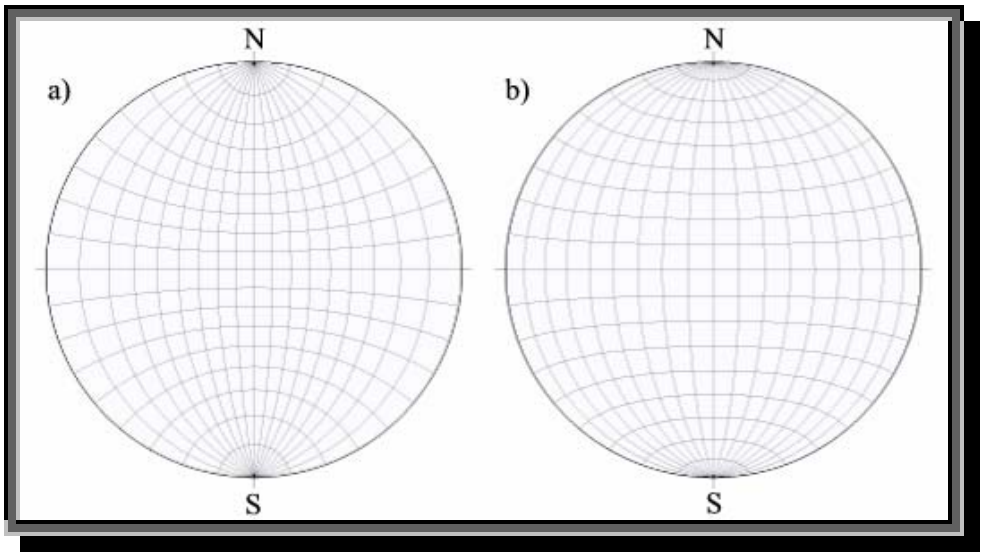


Figura 3-20: Proyecciones Esféricas. Nótese la diferencia entre las proyecciones Equiangular (a) y Equiareal (b), en los polos.

En el caso de proyectar líneas, se representan como puntos en las proyecciones, llamadas **polos**. Estos polos también indican la orientación de un plano, que por convención es la línea normal a la misma. El sentido de su inclinación se deduce de la misma manera al de los planos.

En este trabajo se usó el software *StereoNett* versión 2.46, disponible en Internet. Para el uso de esta utilidad, fueron necesarias las conversiones pertinentes a las coordenadas correspondientes a las estructuras planares que se analizaron. En nuestro caso se usaron lecturas de Coordenadas Geográficas o Geológicas (de acuerdo al caso) y Polares, que se debieron convertir a Coordenadas de Dirección de Buzamiento ("Dip-Dip Direction") (Tabla 3-1).

Estas proyecciones son de gran utilidad en las mediciones estadísticas de las orientaciones de los esfuerzos presentes en una localidad en específico, gracias a las mediciones de campo de los elementos componentes de pliegues y fallas, conformados por un conjunto de pliegues y ejes o líneas situadas espacialmente y medidos por brújula.

Tabla 3-1: Conversión de Coordenadas Geográficas o Geológicas y Polares a "Dip-Dip Direction".

De Geográficas o Geológicas	Conversión	A Dip-Dip Direction
N α°E β°N / S α°W β°N	δ° = α° + 270°	δ,β
N α°E β°S / S α°W β°S	δ° = α° + 90°	
N α°W β°N / S α°E β°N	δ° = 90° - α°	
N α°W β°S / S α°E β°S	δ° = 270° - α°	
De Polares		
N α°E β°	δ° = α°	
N α°W β°	δ° = 360° - α°	
S α°E β°	δ° = 180° - α°	
S α°W β°	δ° = α° + 180°	

Existen igualmente ciertos diagramas estadísticos basados en la proyección esférica, de los cuales resaltamos el **Diagrama de Contornos** y **de Rosetas** (Figura 3-21), donde el primero indica el número de datos concentrados en regiones específicas de acuerdo a sus orientaciones y el segundo engloba los polos en "abanicos" dando como resultado la orientación promedio de dichos datos englobados.

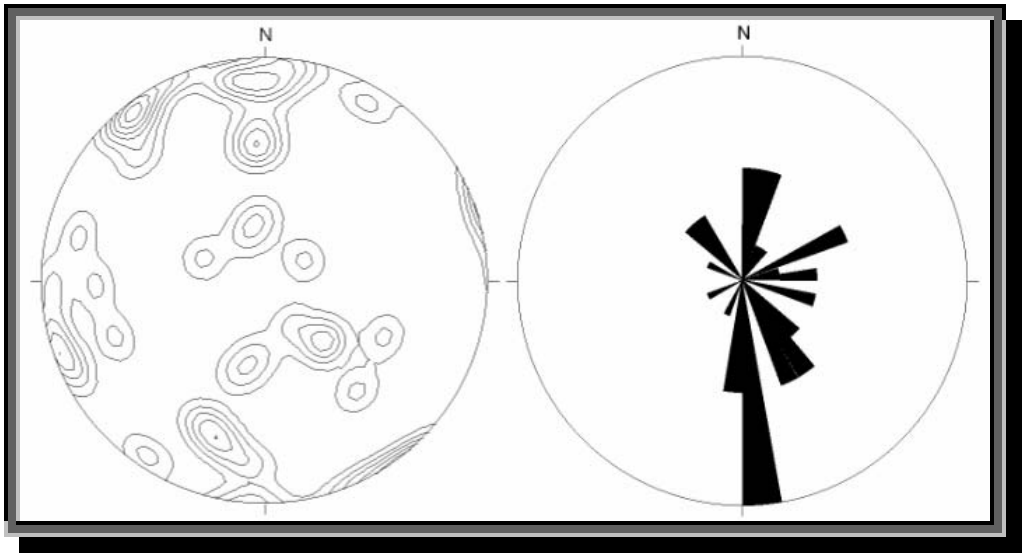


Figura 3-21: Diagramas de Contornos (izquierda) y de Roseta (derecha) basados en datos de campo.

3.3.5- Estilos Estructurales y Regionales

Los *estilos estructurales* son agrupaciones de formas y accidentes tectónicos elementales en el espacio y tiempo, para formar cordilleras o montañas en las que el estilo tectónico suele ser diferente. En el transcurso de un mismo periodo de deformación, se pueden obtener distintos estilos estructurales. En el transcurso del tiempo, en una región determinada se suceden varios periodos de deformación de estilos estructurales distintos, definiéndose el *estilo regional*, el cual obedece simplemente a una escala macro de la región (*Aubouin y otros,* 1980).

A continuación *Aubouin y otros* (1980) incluyen dos definiciones comunes entre los diversos estilos estructurales:

- Cobertera, son terrenos formados en el transcurso de un ciclo orogénico en específico.
- Zócalo, son terrenos formados durante uno o varios ciclos anteriores al ciclo que formó la cobertera.

Por lo tanto entre zócalo y cobertera existe una discordancia mayor que las separa, donde la primera causa evidente es que sometidas ambas a los mismos esfuerzos tectónicos, el zócalo tiende a romperse y la cobertera a plegarse, existiendo entre uno y el otro una disarmonía fundamental (*Aubouin y otros*, 1980). La discordancia mayor que separa el zócalo de la cobertera suele constituir zonas de despegue a través de materiales conocidos como "tegumento", que favorecen la disarmonía estructural.

Estilos Regionales (*Aubouin y otros*, 1980)

Como se ha descrito anteriormente, un *estilo regional* es una mezcla de distintos estilos estructurales en el espacio y en los tiempos contenidos en el estilo tectónico de una cordillera de montañas determinadas. Se diferencian los siguientes estilos:

- Cordilleras Intracontinentales o Intracratónicas: Desarrolladas en las partes consolidadas de la corteza terrestre denominadas "áreas continentales" o

"cratones" y que se caracterizan por unas deformaciones de zócalo y de la cobertera sedimentaria, siendo ésta última frecuentemente poco distinta de la de las cuencas sedimentarias cercanas.

- Cordilleras Pericontinentales o Pericratónicas: Que a su vez se subdividen en:
  - Cordilleras de tipo Alpino: Las cuales se caracterizan por grandes mantos de corrimiento. Resultan de la colisión continente-continente, habiendo conducido a la cicatrización del océano intermedio bajo la forma de una sutura oceánica.
  - Cordilleras de tipo Andino: Se caracterizan por ausencia de grandes mantos de corrimiento. Resultan de la subducción oceánica pero con dos modalidades, a) subducción oceánica pura que desarrollan las cordilleras de tipo andino y b) una subducción oceánica bloqueada por la colisión arco insular-continente, que además de desarrollar una cordillera tipo andino forma una cordillera costera de tipo californiano.

3.4- ADQUISICIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

El fundamento del método gravimétrico está en el campo de la gravedad y estudia las variaciones verticales y laterales de la atracción gravitatoria, las cuales están asociadas a distribuciones de densidades en el subsuelo, por lo cual este método se aplica para obtener las estructuras geológicas que describen la forma de la Tierra y de la composición de la corteza terrestre atadas a las condiciones de contorno impuesto por los límites de la geología. Existen dos tipos de medidas de gravedad, las absolutas y las relativas. Las medidas absolutas de gravedad terrestre se hacen de dos maneras: con un péndulo o estudiando la caída libre de los cuerpos, esta gravedad no interesa en prospección, sino la variación de la gravedad, o lo que es lo mismo las

medidas relativas de la gravedad. El estudio de la gravedad absoluta es difícil por la gran precisión que requiere estimar la gravedad con la aproximación de un miligal.

La interpretación cualitativa de las anomalías de gravedad se realiza estudiando el comportamiento del campo gravimétrico y comparando éste con el resultado de otras investigaciones geofísicas y geológicas, se establecen los factores geológicos probables que producen las anomalías y se determina la posición de los distintos elementos estructurales.

En el análisis cuantitativo de las anomalías se distinguen los métodos directo e inverso de interpretación. El método directo consiste en calcular las anomalías de gravedad, basándose en una distribución dada de masas anómalas; en este caso se supone conocida la densidad, forma y dimensiones del cuerpo y se requiere determinar la magnitud de las anomalías producidas por este cuerpo en la superficie del terreno. El método inverso consiste en calcular los parámetros del cuerpo: forma, dimensiones y densidad a partir de la distribución dada del campo gravitatorio anómalo.

Para la adquisición de datos en campo de este estudio se utilizó el gravímetro Lacoste y Romberg®, modelo G-452. Este instrumento tiene la facultad de detectar las pequeñas variaciones o anomalías de la gravedad por causa del efecto de mareas o fatiga del mismo (deriva instrumental) y permite efectuar mediciones en topografía accidentada.

Para el estudio gravimétrico se efectuó el levantamiento de estaciones bases a las cuales se asignaron valores de gravedad relativas a un BM (Bench Mark), con cota y gravedad absoluta establecidas, registrado en la red Gravimétrica Nacional.

La base de datos con la cual se realizó el estudio gravimétrico de este trabajo comprendió un total de 1833 estaciones ordinarias, de las cuales 205 estaciones fueron adquiridas durante el período de campo de esta investigación entre los meses agosto y octubre del año 2002, 213 se obtuvieron de la adquisición realizada en el campo de la cátedra Geofísica de Campo 2002, de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica y 1415 fueron tomadas de la base de datos de PDVSA (Figura 3-22).

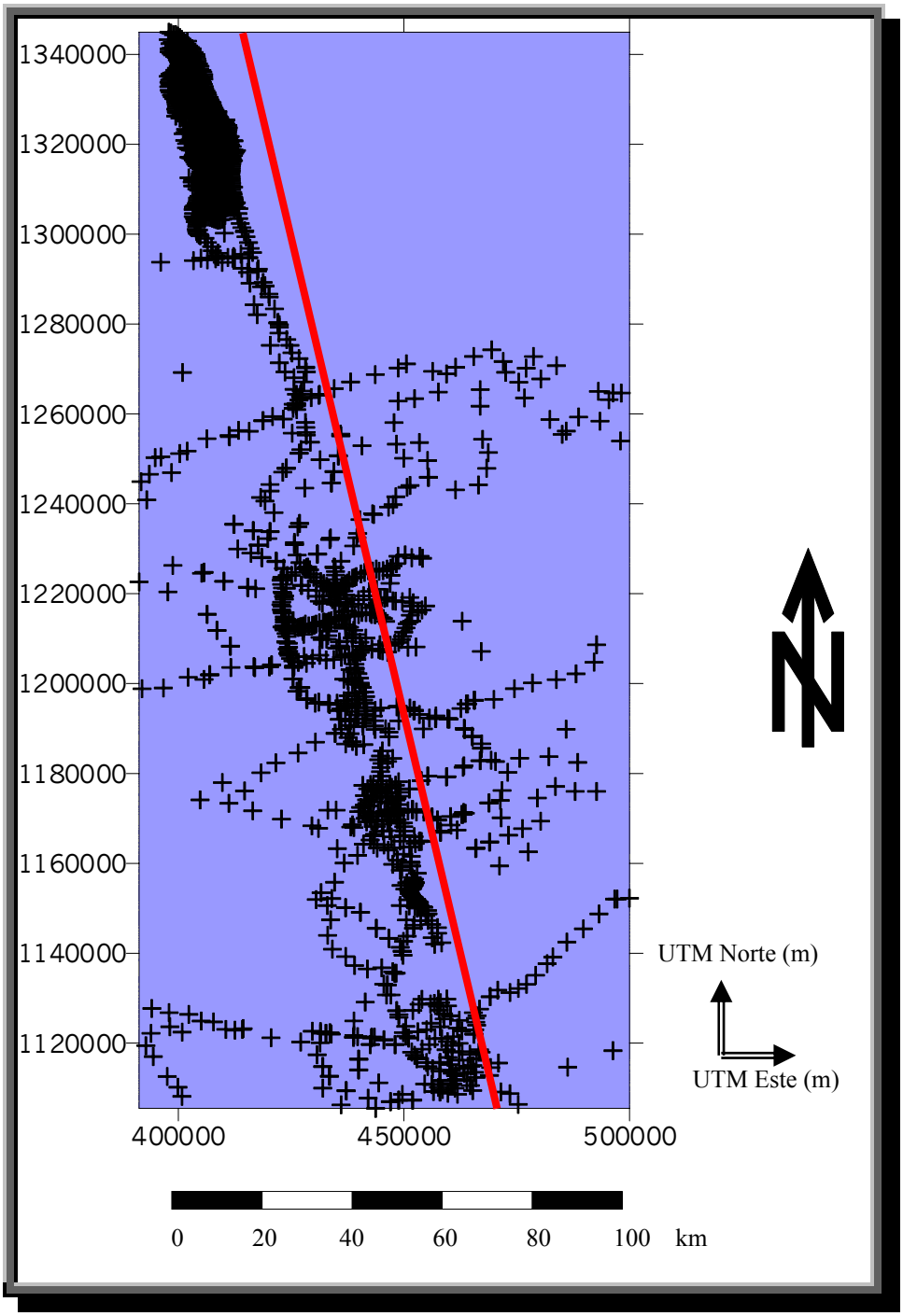


Figura 3-22: Ubicación de Estaciones Gravimétricas (+). El perfil objeto de estudio está representado por la línea roja.

3.4.1- Levantamiento de Estaciones Bases

Para la adquisición gravimétrica en campo se requirió utilizar un total de siete estaciones bases, de las cuales tres estaciones bases fueron establecidas durante el campo correspondiente a este trabajo. Cuatro bases se ubicaron en el estado Falcón y el resto se localizó en el estado Lara. Las distancias entre las bases dependieron de las condiciones del área de estudio, siendo el criterio principal para su ubicación que no se crearan en terrenos inestables ni con tendencias a deslizamiento.

En el mes de agosto se dio inicio al levantamiento de estaciones bases, siendo la primera en levantarse la estación base de Churuguara en el estado Falcón (Figura 3-23 y Figura 3-24), creada a partir de la estación base de Aracua, (base establecida a partir del BM del aeropuerto de Coro en el campo de la cátedra de Geofísica de Campo 2002 del Departamento de Geofísica de la UCV). La siguiente estación base se ubicó en la población de Aguada Grande, estado Lara (Figura 3-25 y Figura 3-26), levantada a partir de la estación base de Churuguara.

La última estación base establecida durante el campo fue la estación del ferrocarril (Edo. Lara), adquirida en el mes de octubre, levantada a partir del BM ubicado en el Aeropuerto Internacional General Jacinto Lara en la ciudad de Barquisimeto (Figura 3-27 y Figura 3-28).

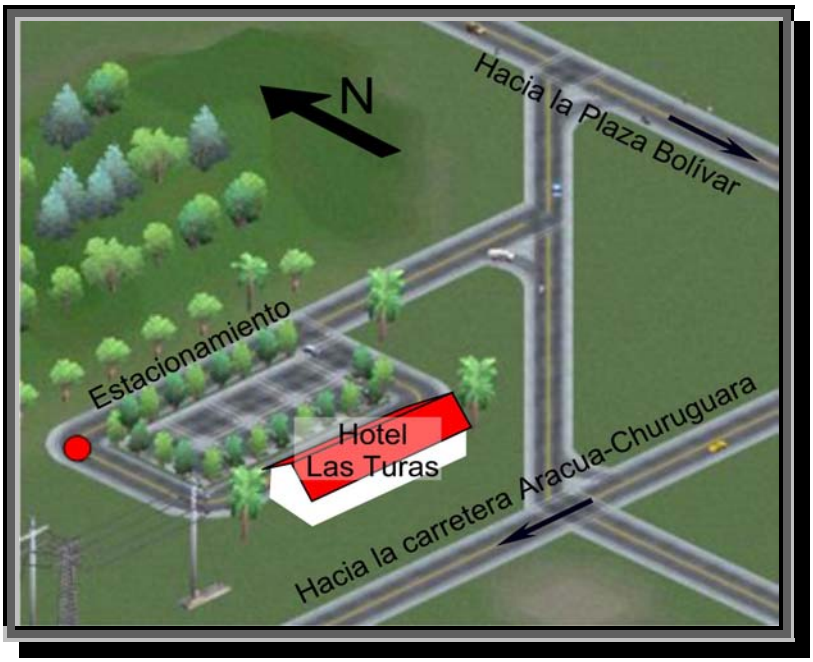


Figura 3-23: Croquis de ubicación de la estación base en Churuguara indicada con un punto rojo.

Figura 3-24: Estación base de Churuguara, Edo. Falcón. En círculo rojo se señala la estación base (Josmat Rodríguez).

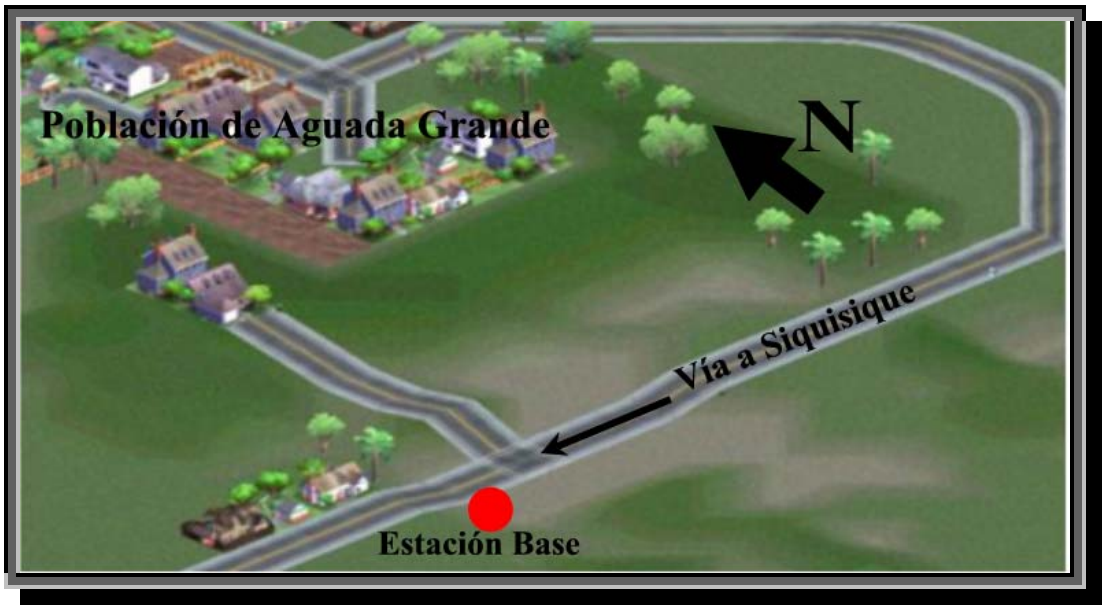


Figura 3-25: Croquis de ubicación de la estación base en Aguada Grande indicada con un punto rojo.

Figura 3-26: Estación base de Aguada Grande. Al fondo por la carretera se encuentra la población de Aguada Grande, Edo. Lara (Juan C. Sousa).

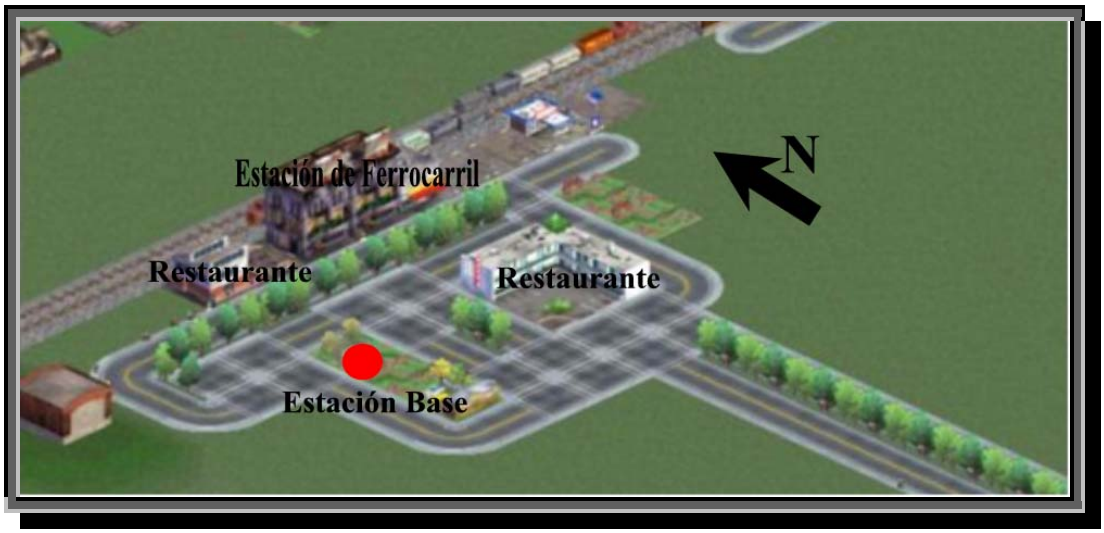


Figura 3-27: Croquis de ubicación de la estación base en Barquisimeto, en la estación del Ferrocarril indicada con un punto rojo.

Figura 3-28: BM de cota de la estación base en el Ferrocarril de Barquisimeto (Juan C. Sousa).

3.4.2- Levantamiento de Estaciones Ordinarias

La adquisición de estaciones ordinarias se realizó entre los meses de agosto y octubre del año 2002, dividiéndose la adquisición por zona que involucraron 38 circuitos para un total de 205 estaciones ordinarias.

Con el propósito de obtener una prospección con la mayor precisión posible se estableció una red de estaciones ordinarias, planificándose el levantamiento a partir de una base de datos, en la cual se incluyeron todas las estaciones gravimétricas que están contenidas en el área de estudio levantadas en investigaciones previas. Gracias a esta recopilación, se planificó la adquisición en los sectores más críticos, con ausencia de datos o ambigüedad, y con esta información se dio inicio al trabajo de campo.

Los levantamientos realizados en la zona fueron planificados con el objetivo de obtener un intervalo de tiempo mínimo entre las lecturas, con el propósito de poder controlar mejor la deriva del instrumento. Se establecieron redes de estaciones partiendo y cerrando en estaciones bases, obteniéndose así circuitos cerrados. Por lo general la distancia entre las estaciones ordinaria fue entre 1 y 3 km dentro del corredor designado para el perfil.

3.4.3- Estaciones Bases Levantadas y Transectos Realizados

Las estaciones bases utilizadas, así como su ubicación, altura y gravedad absoluta, se resumen en la tabla (3-2):

Tabla 3-2: Datos de las estaciones bases gravimétricas.

ESTACIÓN BASE	Coordenadas UTM		ALTURA ABS (m)	GRAVEDAD OBSERVADA ABS (mgal)
	Norte	Este		
Aeropuerto Coro	1262201	426092	16,000	978235,5680
Sube y Baja	1214275	423575	353,404	978155,3611
Aracua	1214963	436688	590,597	978112,9300
Churuguara	1196305	441053	955,805	978008,2957
Aguada grande	1170641	446200	469,508	978090,0074
Ferrocarril Barquisimeto	1114016	460536	594,052	978046,1817
Aeropuerto Barquisimeto	1110937	460767	616,750	978039,4880

Los transectos realizados se indican en la Tabla 3-3:

Tabla 3-3: Transectos de estaciones gravimétricas adquiridas.

TRANSECTOS	CIRCUITOS	TOTAL DE ESTACIONES
Aracua - Churuguara	4	21
Churuguara – Aguada Grande	15	100
Aguada Grande - Barquisimeto	19	84

3.5- PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

Al terminar la fase de adquisición y validación de datos gravimétricos se requirió aplicar a los datos adquiridos una serie de correcciones con el propósito de eliminar el efecto de ciertos factores que influyen en las medidas de la gravedad terrestre. Efectuando estas correcciones se depuraron los datos, obteniéndose resultados que realmente reflejan las características del subsuelo por debajo del nivel de referencia.

El procesamiento de los datos se llevó a cabo mediante hojas de cálculo en Excel y a través de los programas MAREAS, CORMAR, ARCTERC, VERTOP y TERCOR del SPIDGRA (*Becerra,* 1984), con los cuales se ejecutaron las siguientes correcciones:

- Corrección de mareas.
- Corrección de la deriva instrumental.
- Corrección de Aire Libre.
- Corrección de Bouguer.
- Corrección topográfica.

Durante el procesamiento de los datos adquiridos, se utilizó un total de 12 programas. Previo a la descripción de los programas utilizados en esta etapa se

muestra el esquema de trabajo para la aplicación de estos programas en la Figura 3-29.

AutoCAD® 2000, 2002: Este es un programa que cuenta con una larga trayectoria e inició una revolución en el dibujo y el diseño. En la actualidad proporciona nuevas herramientas para ayudar a obtener un máximo de diseños. Puede crear ventanas gráficas no rectangulares y asignar distintos grosores de línea a los objetos, así como la posibilidad de componer un dibujo y prepararlo rápidamente para su impresión. En este trabajo, todos los mapas utilizados (batimetría, topografía, vías, carreteras, poblaciones, geología, pozos y sísmica) así como los datos adquiridos en campo (levantamiento de estaciones y datos de geología de superficie) fueron digitalizados o cargados en este programa.

MAREAS: Este programa calcula la corrección de gravedad por efectos de mareas. Para el cálculo de la corrección por mareas se requiere alimentar al sistema con los datos de coordenadas y tiempo en el punto donde se desea calcular las correcciones. En el procesamiento de los datos de campo, se ubicó la estación de mareas en la población de Aguada Grande, que representa el centro del área objeto de la investigación. La tabla arroja la corrección por mareas para las 24 horas el día.

CORMAR: Con este programa se prepararon los datos para su posterior procesamiento, incluyendo tanto lecturas gravimétricas como su valor equivalente en miligales con sus respectivas coordenadas en grados, las lecturas de las cotas de cada estación y los datos de la corrección topográfica interna más la intermedia de cada estación.

ARTERC: Este es un programa auxiliar que facilita el trabajo de preparación de los datos, por cuanto su función consiste en la creación de un archivo de entrada para el programa TERCOR. Básicamente, este archivo está constituido por la topografía digitalizada a partir de los mapas topográficos.

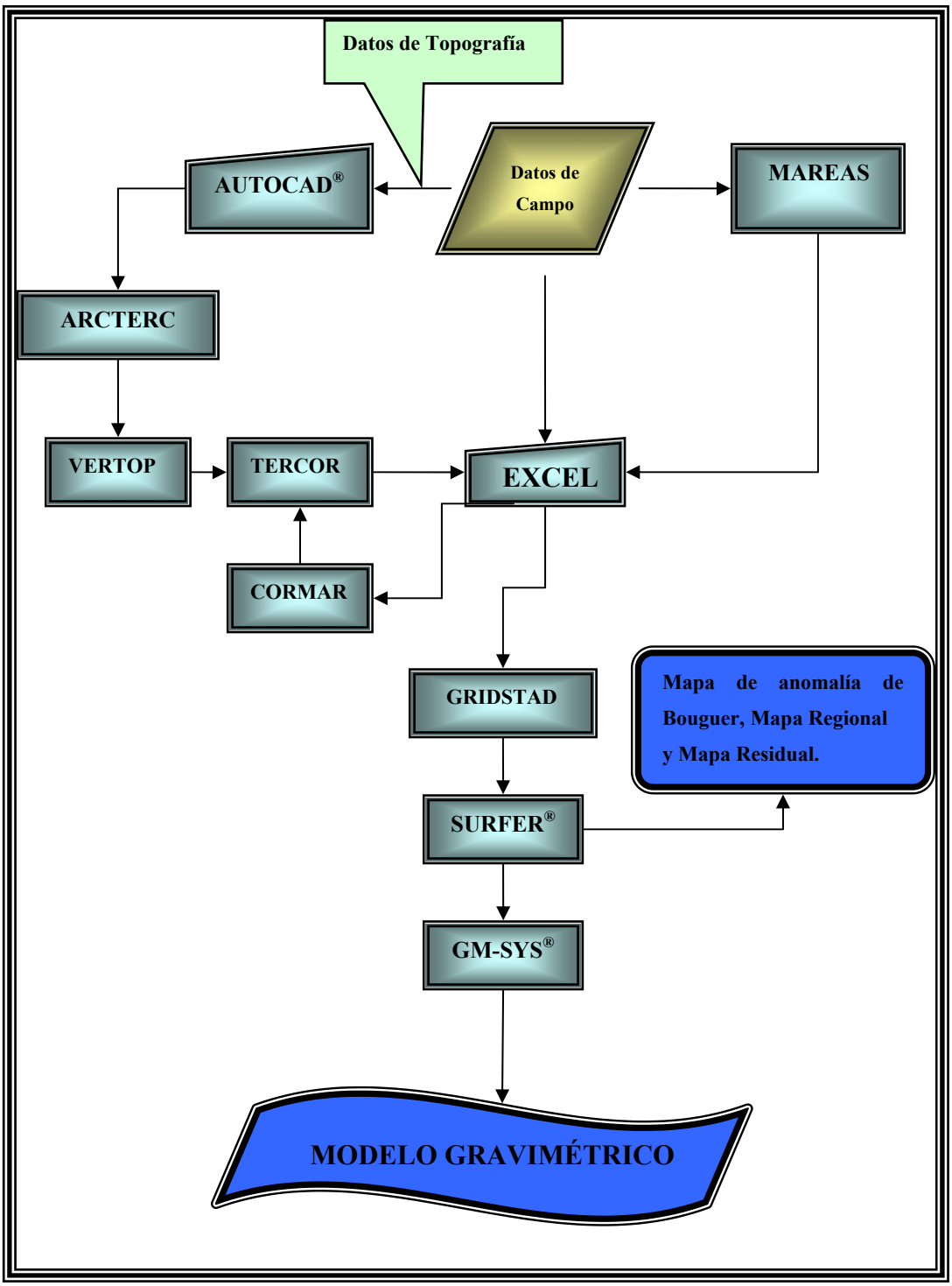


Figura 3-29: Esquema del procesamiento aplicado a los datos gravimétricos.

VERTOP: La finalidad de este programa fue la verificación de los datos de la topografía que constituye el archivo de entrada del programa TERCOR. Los datos de entrada del archivo verificado contienen el número de bloques en que fue dividida la zona y las coordenadas del vértice NW de cada bloque en grados, minutos y segundos.

El programa procesa cada bloque leyendo los datos de cada uno. Dichos datos son: número de bloque, el número de cuadros en direcciones X y Y, al igual que el ancho de la retícula. Posteriormente, calcula el número total de cuadros en el bloque y procede a leer la cota de cada uno. Las cotas de cada bloque se escriben en forma ordenadas, en filas y columnas, como fueron digitalizadas.

Cada bloque debe finalizar con un -1, excepto el último que finaliza con un -2. El programa prosigue leyendo la última variable, si el valor es -1 pasa a revisar el siguiente bloque, si el valor es -2, finaliza la verificación del archivo.

El programa verifica la cantidad de datos con sus respectivos formatos. Si la cantidad de datos no corresponde al valor señalado, el programa se detiene. El programa es capaz de detectar un error en la cantidad de datos pero no en su valor numérico.

TERCOR: El programa TERCOR recibe los archivos que provienen del ARTERC y los datos de gravedad. Permite calcular el valor de la corrección topográfica externa para un radio de 24 km alrededor de cada estación gravimétrica. Este programa fue diseñado de manera tal que puede aceptar tanto valores de campo como valores de gravedad absoluta previamente definidos.

Gridstad: Con este programa se ejecutó el análisis geoestadístico a partir de la realización del variograma; los datos suministrados para el procesamiento gravimétrico fueron las estaciones con sus coordenadas y los valores de anomalía. Mediante el análisis de datos se propone el tipo de variograma que se ajusta mejor a los datos, la escala o “sill”, y el error, así como también los valores correspondientes

a la elipse de anisotropía. Todos los resultados se suministraron a Surfer® 6.0 para realizar el mapa de contornos a partir de la interpolación por el método de Krigging.

Surfer® 6.0: Este programa se utilizó para la generación de los distintos mapas, los cuales se realizan a través de unas ventanas de trabajo en la cual el archivo produce un mallado. Este programa produce mapas de contorno. A cada nivel del contorno en un mapa pueden asignarse atributos con valores que podrá ser el mismo o diferente de los otros niveles del contorno en el mismo mapa. Se pueden asignar rangos de contornos a través de un cambio de degradación de colores. Los colores en los mapas son asociados con los valores del porcentaje, que a su vez varían con respecto al valor mínimo y máximo del archivo que construye el mallado.

En Surfer® 6.0 la malla está representada como una serie de rectángulos de valores, que al interpolar cada valor de esta malla con los suministrados (estaciones) generará el mapa del contorno. Para la realización de mapas se utilizaron dos métodos, el método de Krigging y el de ajuste polinómico. El primero se utilizó para la realización de los mapas de isocorreción topográfica y anomalía de Bouguer, mientras el último para la realización de los mapas gravimétricos, magnéticos, regionales y residuales de segundo grado.

GM-SYS®: Es un programa que permite calcular las respuestas gravimétrica y magnética de un modelo geológico. Mantiene un procesamiento de fácil uso, creando interactivamente y manipulando los modelos para aproximar la gravedad observada. El cálculo rápido de las respuestas gravimétricas le permite probar las soluciones alternativas rápidamente. GM-SYS está disponible para Windows, UNIX, y plataformas de MS-DOS.

Un modelo de GM-SYS consiste en dos bloques (el aire y debajo del nivel de referencia). Todos los modelos de GM-SYS se extienden al infinito en las direcciones -X y +X (±30.000 kilómetros) para eliminar efectos de borde. Por debajo del nivel de referencia se crean los límites estructurales y estratigráficos (usando bloque, movimiento de punto y otras acciones) qué constituyen el modelo completado. Se

requiere cargar los datos de las estaciones para que el programa pueda calcular la respuesta del modelo.

Un modelo de GM-SYS tiene tres componentes principales: el modelo geológico-estructural (incluyendo la información de geología de superficie y sísmica), las estaciones de gravedad y las estaciones magnéticas. El modelo está realmente compuesto de líneas que definen las superficies entre las áreas de diferente densidad o propiedades magnéticas.

3.5.1- Corrección de Mareas

Según *Cantos* (1974), el fenómeno de las mareas es el resultado de la atracción que ejercen el Sol y la Luna sobre los fluidos de la Tierra. La intensidad de la atracción es una función de la posición relativa de estos astros con respecto a la Tierra, y como dichas posiciones suceden en forma periódica, el fenómeno de las mareas resulta también periódico. Es natural que el efecto sea mayor cuando las acciones de ambos se sumen y menor cuando se resten. En el primer caso el Sol y la Luna pasan simultáneamente por el mismo meridiano o por meridianos opuestos, es decir, que están en conjunción o en oposición, lo que ocurre con la luna nueva y luna llena respectivamente. Cuando el máximo de atracción lunar concuerda con el mínimo de la solar, y viceversa, ambos astros están en cuadratura, y pasan al mismo tiempo por meridianos que difieren en 90°. Se producen entonces las mareas muertas, que tienen lugar cuando la Luna está en su cuarto menguante o creciente.

La marea puede explicarse como la superposición de numerosas ondas de períodos y amplitudes diferentes. El conocimiento completo de la marea en un lugar determinado requiere la determinación de las constantes (amplitud y período) de todas estas ondas, lo que exige largas observaciones.

La amplitud máxima de la corrección por marea puede llegar en total a $0.3 mgales$, pero su variación máxima es solamente de unos $0.05 mgal/hora$. El efecto de las mareas es importante en prospección, pero se elimina parcialmente al efectuar la corrección de deriva.

El programa utilizado para calcular la marea fue el programa MAREAS del SPIDGRA (*Becerra*, 1984), el cual calcula los parámetros relacionados con la posición relativa del Sol y la Luna respecto la estación de mareas considerada y dan las salidas en tablas de corrección de mareas para cada día.

El gravímetro, como instrumento de precisión que es, da lugar a la deriva instrumental, por cuanto se conoce que un gravímetro fijo en una estación de referencia presentará ligeras variaciones en sus lecturas en el transcurso del día. Esta deriva está producida principalmente por la fatiga del sistema de muelles, o por la variación de temperatura, aunque también existen razones incontroladas y calculables como es el efecto de las mareas.

La corrección viene dada por la diferencia entre dos lecturas efectuadas en una misma estación repartida proporcionalmente dentro de un cierto intervalo de tiempo. Esta corrección se aplica asumiendo que la deriva se comporta linealmente en el tiempo.

La curva de deriva reporta los intervalos de tiempos óptimos para la adquisición de datos; donde la deriva sea mínima. La curva utilizada durante la adquisición de campo fue la construida durante la cátedra de Geofísica de Campo 2002 de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV. Las mediciones para la construcción de la curva de deriva se realizaron durante 10 horas corridas desde las 8:00 a.m. hasta las 6:00 p.m., efectuado mediciones cada 15 minutos. La primera curva se adquirió en la localidad de Sube y Baja el día 9 de marzo del año 2002 (Figura 3-30) y la segunda se efectuó una semana después en la población de Aracua (Figura 3-31). Una vez promediadas las lecturas del instrumento se convirtieron a gravedades relativas en miligales usando la tabla de calibración del instrumento en el rango correspondiente, mediante la fórmula 3.1:

$$Gravedad\,(mgal) = 1784.88 + (lec.prom. - 1700) \times (1.05071) \qquad (3.1)$$

La graficación de la curva dio el comportamiento diario de la deriva instrumental, que fue respetada a lo largo de todo el levantamiento gravimétrico durante la etapa de campo.

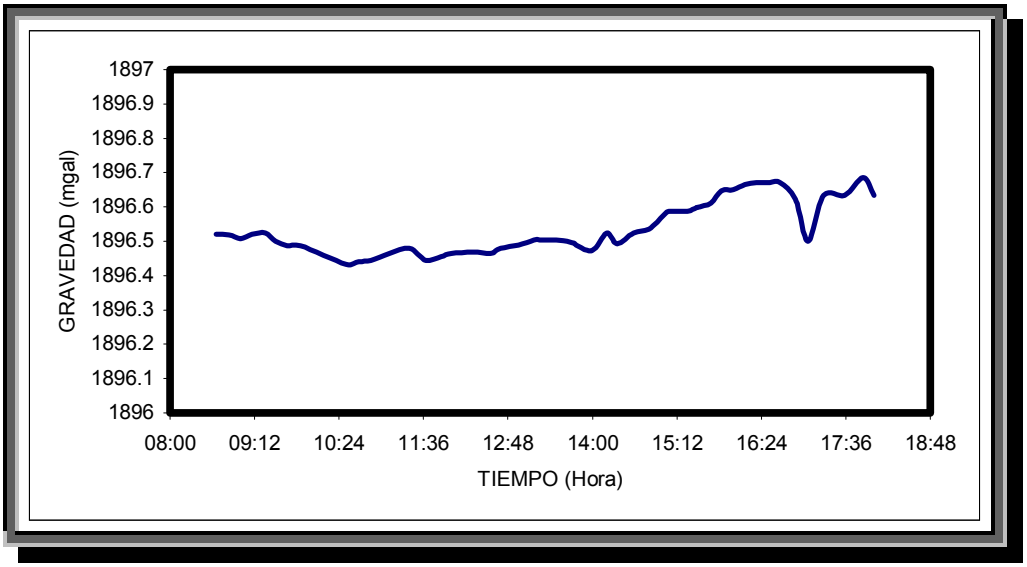


Figura 3-30: Curva de deriva gravimétrica realizada en la localidad de Sube y Baja, Edo. Falcón, 9 de marzo de 2002.

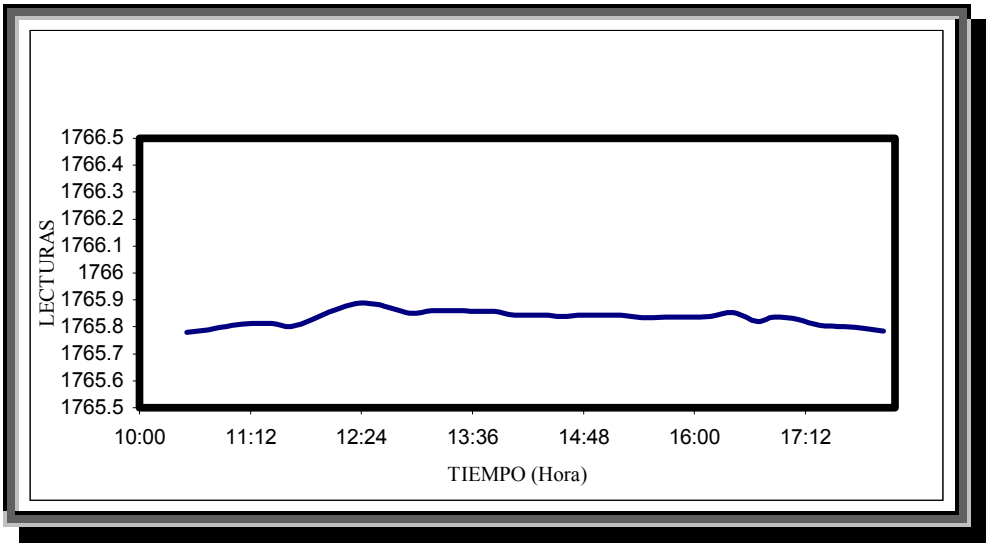


Figura 3-31: Curva de deriva gravimétrica realizada en la población de Aracua, Edo Falcón, 15 de marzo de 2002.

A partir de las graficas anteriores se propuso realizar la adquisición geofísica en dos lapsos, el primero desde las 8:00 a.m. hasta las 12:30 p.m. y el segundo desde la 1:00 p.m. hasta las 6:30 p.m., pudiéndose extender este último en algunas ocasiones hasta las 8:00 p.m. por las condiciones de las vías y difícil acceso a la zona de estudio.

3.5.2- Corrección de Aire Libre

La intensidad de la gravedad fuera de la Tierra, varía en relación inversa al cuadrado de la distancia al centro de la Tierra. Si g_o es su valor en el nivel de referencia (no necesariamente el mar) a la altura *h* sobre él se obtendrá:

$$g = \frac{g_0 \cdot R^2}{(R+h)^2} = g_0 \cdot (1 - \frac{2h}{R}) \qquad (3.2)$$

Si se desprecian las potencias de h/R superiores a las primeras. En la mayoría de los casos prácticos, la distancia del nivel de referencia al centro de la Tierra puede tomarse igual al radio de ésta (6.376 km). La corrección de aire libre es entonces:

$$g = \frac{2g_0 \cdot h}{R} = 0.3086\left[\frac{mgal}{m}\right] \cdot h[m] \qquad (3.3)$$

Entonces

$$C_{AL} = 0.3086 \times h[mgal] \qquad (3.4)$$

Donde:

C_{AL}= Corrección de aire libre

h= Cota de la estación en metros

3.5.3- Corrección de Bouguer

Considera el efecto que en la medida de gravedad ocasionan las masas comprendidas entre el nivel de la estación y el de referencia. Con esta corrección se refieren los datos gravimétricos a un datum.

(3.5) $$C_b = 0.04191\rho_b \times h[mgal]$$

Donde:

C_b= Corrección de Bouguer

ρ_b= Densidad de Bouguer en gr/cm^3

h= Cota de la estación en metros.

3.5.4- Corrección Topográfica

Los accidentes topográficos (montañas, colinas, pendientes, etc.) ejercen una atracción directamente proporcional a su densidad. En esta corrección se toma en cuenta el efecto gravimétrico de las masas por encima y por debajo de la altura de la estación, debido a que en la corrección de Bouguer se supone el terreno horizontal. La corrección total topográfica irá siempre sumada a la gravedad observada. En esta corrección se toma en cuenta el efecto de la topografía en el área de estudio al igual que la densidad del terreno. La corrección topográfica total vendrá dada por la suma de las correcciones topográficas interna, intermedia y externa.

Corrección topográfica interna: Esta corrección tiene como propósito corregir los efectos causados por los desniveles en el área alrededor de la estación, en un radio de 50 m, según se indica en la Tabla 3-4 y en la Figura 3-32(1).

Esta corrección se realizó en el campo y se basó en la retícula de *Hammer* (1939). Se dividió el área adyacente a la estación en tres compartimientos (A, B y C), limitados por círculos concéntricos y radios imaginarios, estos últimos trazados a

intervalos angulares adecuados. Se observaron en el campo las diferencias de cotas existentes entre la estación y cada zona de la división sin considerar el signo, tratando tanto una colina o un valle como diferencias positivas de elevación respecto del nivel de la estación para luego procesarlo de acuerdo con las tablas de Hammer (Figura 3-32(1)).

Tabla 3-4: Distribución de los radios medios para el cálculo de la corrección topográfica.

Zona	A	B	C
Diámetro (m)	0-1	1-10	10-50

Corrección topográfica intermedia: Esta corrección se realizó aplicando directamente la retícula de *Hammer* (1939) sobre el mapa topográfico del área de estudio, utilizando sólo 3 divisiones (D, E y F/2) (Figura 3-32(2)) con un radio entre los 50 y 500 metros. La altitud media en cada compartimiento de la retícula se determinó en el mapa topográfico sin importar el signo. El cálculo de esta corrección con la retícula sólo se le aplicó al 20% de las estaciones totales; al resto de las estaciones se les calculó mediante la interpolación en un mapa de isocorrecciones topográficas (Figura 3-33), construido con las correcciones de las estaciones calculadas con la retícula.

La retícula utilizada para esta corrección se efectúo a partir del siguiente patrón:

Tabla 3-5 : Distribución de los radios medios para la retícula de Hammer.

Zona	D	E	F/2
Diámetro (m)	50-170	170-390	390-500

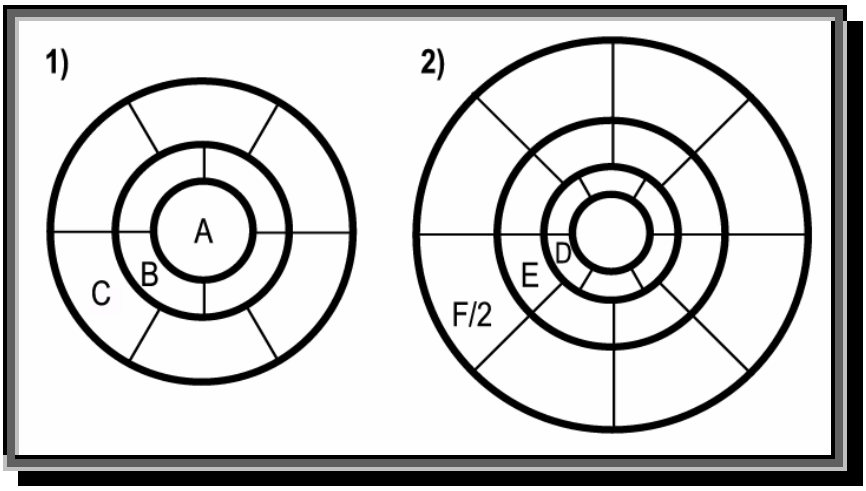


Figura 3-32: Esquema de las retículas de Hammer utilizada para la corrección topográfica interna e intermedia.

Corrección topográfica externa: El cálculo de la corrección topográfica externa para un área irregular se realiza a través del patrón digital de la topografía que está compuesto de bloques cuyas alturas digitalizadas en metros representan la altura más representativa en cada una de las celdas que las constituyen.

Para calcular la corrección topográfica externa se definió el patrón topográfico, construido como se muestra en la Figura 3-34, realizado con los parámetros expuestos en la Tabla 3-6 que contiene:

1. El primer bloque, invariable en contenido e intervalo de digitalización, contiene el área de estudio más una banda aproximada de 2 km alrededor de ella. Este bloque se digitaliza a intervalos de 500 m.
2. Los próximos cuatro bloques (2, 3, 4 y 5) con un ancho de 4 km, digitalizados a intervalos de 1 km.
3. Los siguientes cuatro bloques (6, 7, 8 y 9) con un ancho de 8 km, digitalizados a intervalos de 2 km.
4. Los últimos cuatro bloques con un ancho de 10 km, digitalizados a intervalos de 5 km.

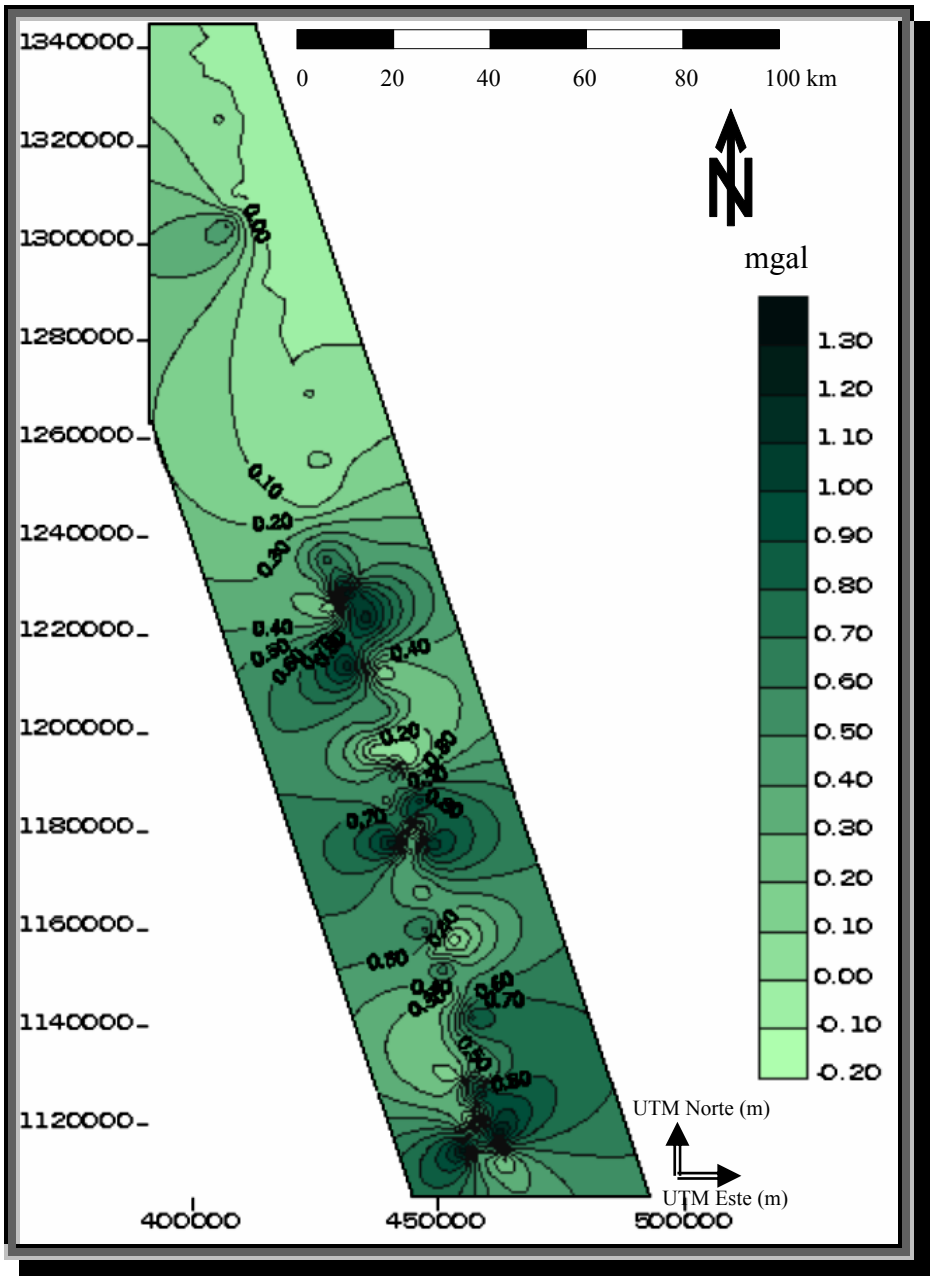


Figura 3-33: Mapa de Isocorreción Topográfica.

Una vez preparados los datos de entrada, tanto del patrón de digitalización de la topografía como de las estaciones levantadas en el estudio (provenientes de los datos de salida del programa CORMAR), el programa TERCOR calcula la corrección topográfica lejana de cada estación, tomando la estación que va a analizar y calculando la contribución de la corrección correspondiente a cada cuadro digitalizado.

Los datos de topografía fueron cargados mediante el programa ARTER, en el que se ordenaron y posteriormente enviaron al programa TERCOR. La digitalización se realizó en el programa AutoCAD® 2000, 2002 abarcando por completo el área de estudio.

Tabla 3-6: Patrón de Topografía Digitalizada.

Bloque	Ancho del bloque	Intervalo de digitalización
1	Área levantada más una banda de 2 km alrededor de ella.	½ km
2, 3, 4 y 5	4 km	1 km
6, 7, 8 y 9	8 km	2 km
10, 11, 12 y 13	10 km	5 km

3.5.5- Anomalía de Bouguer

Para realizar un estudio de gravedad en la superficie terrestre a una determinada altura sobre el nivel del mar, donde la altura tomada es cero, se deben tomar en cuenta las variaciones de la gravedad con la altitud y la densidad, para lo cual se trabaja con las correcciones de *Aire Libre, Bouguer* y *Topográfica*. Estas correcciones tienen como propósito llevar la gravedad observada al nivel del mar. También se realiza la corrección debida a las variaciones de la gravedad a lo largo del día producidas por la deriva del instrumento.

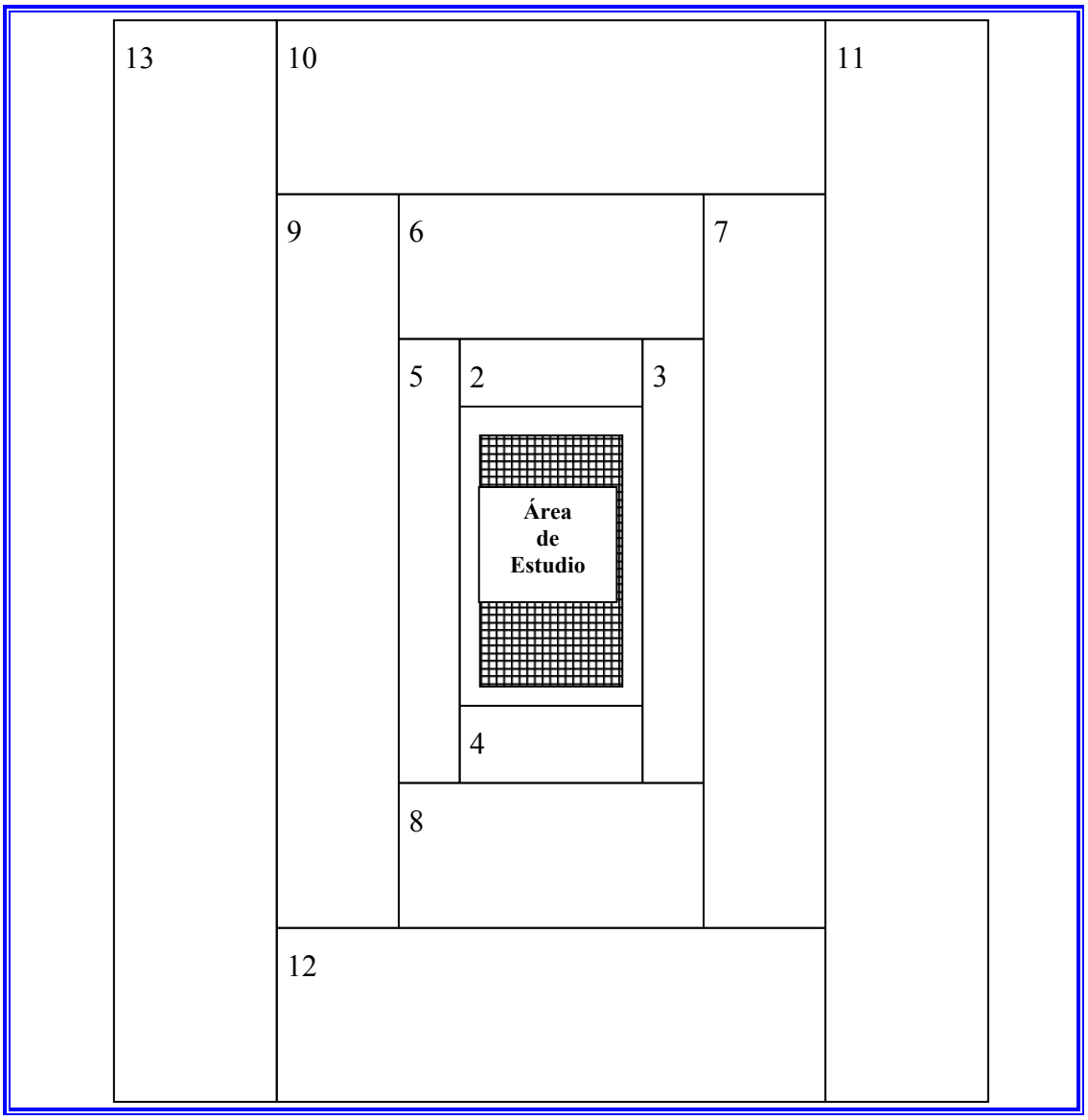


Figura 3-34: Patrón de digitalización de la topografía del área de estudio, con indicación del número de bloque.

Las correcciones anteriores se aplican con el fin de obviar el efecto que ejercen en las medidas gravimétricas, la deriva, la altura de la estación, la latitud y la densidad de los materiales presente entre la estación y el nivel de referencia. De esta

manera se corrige el valor de la gravedad observada y al compararlo con el valor de gravedad teórica en la estación considerada se obtiene la anomalía de Bouguer, cuya expresión general viene dada por la fórmula 3.6:

$$AB = G_O \pm C_{AL} \mp C_B + C_t - G_{teo} \quad (3.6)$$

Donde:

G_0= Gravedad observada corregida por efecto de marea y deriva

C_{AL}= Corrección de Aire Libre

C_B= Corrección de Bouguer

C_t= Corrección topográfica

C_{teo}= Gravedad teórica, calculada mediante la Fórmula Internacional de Gravedad

$$G_{teo} = 978031.846 \cdot \left((1 + 0.005788 \cdot sen^2\theta) - (0.0000023 \cdot sen^4\theta)\right)[mgal] \quad (3.7)$$

Una vez corregidos los valores observados de la gravedad, se procedió a la elaboración de un mapa de anomalía de Bouguer, seleccionándose para ello la densidad de $\rho = 2.35\, gr/cm^3$ como la más representativa de las unidades sedimentarias que afloran en el área. Este mapa gravimétrico muestra las variaciones de la gravedad debido a los contrastes de densidad entre las distintas masas de rocas presentes en profundidad. Las curvas isoanómalas manifiestan el efecto combinado de dos fuentes: la primera es el gradiente que se caracteriza por anomalías de gran amplitud, representativa de la configuración estructural de la corteza terrestre conocidas como anomalías regionales, y la segunda representa las distorsiones locales de menor amplitud y extensión, asociadas a características anómalas del subsuelo cercano a la superficie y conocidas como anomalías residuales.

3.6- ADQUISICIÓN DE DATOS MAGNÉTICOS

Los métodos magnéticos son los más antiguos de la prospección geofísica, y se basan en la existencia del campo magnético terrestre, que es relativamente constante en dirección e intensidad. Este campo varia por diversas causas, entre ellas las tormentas magnéticas, las propiedades magnéticas que pueden tener el subsuelo por la virtud atractiva de las rocas que contiene elementos ferromagnéticos; estas variaciones también se pueden explicar como un conjunto de fenómenos producidos por cierto género de corrientes eléctricas. Otra variación importante en el campo magnético es la variación diurna que se caracteriza por ser una variación periódica del mismo

Según *Dobrin* (1969) y *Cantos* (1974) en un campo magnético uniforme, la intensidad del campo es constante y las líneas de fuerzas son paralelas. El campo magnético a su vez está íntimamente ligado a dos elementos, la declinación magnética, que es el ángulo que forman el meridiano magnético y el meridiano geográfico, y la inclinación magnética, que representa el ángulo que forma la intensidad del campo en un lugar y su proyección sobre el plano horizontal. El campo magnético se puede expresar por medio de sus componentes vertical y horizontal o a través de la resultante total. La unidad práctica de la intensidad de campo magnético es el *Oersted*, pero la mayoría de las veces se utiliza el *gamma*.

Este método se basa en el estudio de la distribución espacial de las variaciones del campo magnético, consecuencia de la magnetización desigual de las diferentes rocas del subsuelo. Las anomalías se producen por cambio de propiedades físicas tales como la susceptibilidad magnética y la magnetización permanente de la misma. Con este método se pueden determinar el espesor de los tramos sedimentarios y cartografiar rasgos estructurales sobre la superficie del basamento; Los valores obtenidos de profundidad de basamento a través de este método están referidos al basamento magnético.

En la prospección petrolera el método magnético ofrece información referente a la profundidad de las rocas pertenecientes al basamento. A partir de estas

informaciones se puede localizar y definir la extensión de las cuencas sedimentarias ubicadas encima del basamento, que posiblemente tienen reservas de hidrocarburos.

La exploración magnética es eficaz si el conocimiento del campo magnético y el conjunto de información obtenida por otros métodos, por ejemplo el método gravimétrico, se prestan apoyo mutuo y respaldan y dan fundamento a las conclusiones geológicas.

La base de datos que constituyó el estudio magnético de este trabajo comprendió un total de 491 estaciones ordinarias, de las cuales 299 estaciones fueron adquiridas durante el periodo de campo de esta investigación entre los meses de agosto del 2002 y marzo del 2003, y 199 se obtuvieron de la adquisición realizada en la cátedra de Geofísica de Campo 2002, levantadas en el mes de marzo de ese mismo año (Figura 3-35).

La adquisición magnética en el campo se realizó en paralelo con la adquisición gravimétrica, coincidiendo ambas estaciones en la ubicación, tanto en el caso de estaciones ordinarias como en estaciones bases, a excepción de Paraguaná donde sólo se requirió adquisición magnética.

3.6.1- Estaciones Bases y Transectos Realizados Durante el Campo

Las estaciones bases utilizadas, su ubicación y valor del campo magnético total se resumen en la Tabla 3-7, así como los datos de los circuitos realizados en la Tabla 3-8.

Tabla 3-7: Datos de las estaciones Bases magnéticas.

ESTACIÓN BASE	Coordenadas UTM		Intensidad Magnética Total (gammas)
	Norte	Este	
Aeropuerto Coro	1262201	426092	34852,51
Sube y Baja	1214275	423575	34948,11
Aracua	1214963	436688	35272,11
Churuguara	1196305	441053	35183,86
Aguada grande	1170641	446200	34998,35
Ferrocarril Barquisimeto	1114016	460536	34831,83
Aeropuerto Barquisimeto	1110937	460767	34667,38

Tabla 3-8: Datos de los circuitos realizados en el levantamiento magnético.

TRANSECTOS	CIRCUITOS	TOTAL DE ESTACIONES
Aracua – Churuguara	4	21
Churuguara – Aguada Grande	15	120
Aguada Grande – Barquisimeto	19	97
Coro -Churuguara	1	20
Coro-Paraguaná	1	41

3.7- PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNÉTICOS

Al terminar la adquisición y la recopilación de los datos magnéticos se aplicó a los datos adquiridos la corrección por variación diurna hasta obtener el valor de la intensidad magnética total. Posteriormente, se realizó el análisis geoestadístico para deducir los valores de la interpolación por Krigging y la aproximación de superficies polinómicas para la realización de los mapas regionales. Durante el procesamiento de los datos se utilizó un total de 6 programas, cuyo esquema de trabajo se resume en la Figura 3-36.

Todos los programas utilizados en el procesamiento magnético están explicados en el procesamiento de datos gravimétrico, exceptuando el IGFR, que no es común para dicho procesamiento.

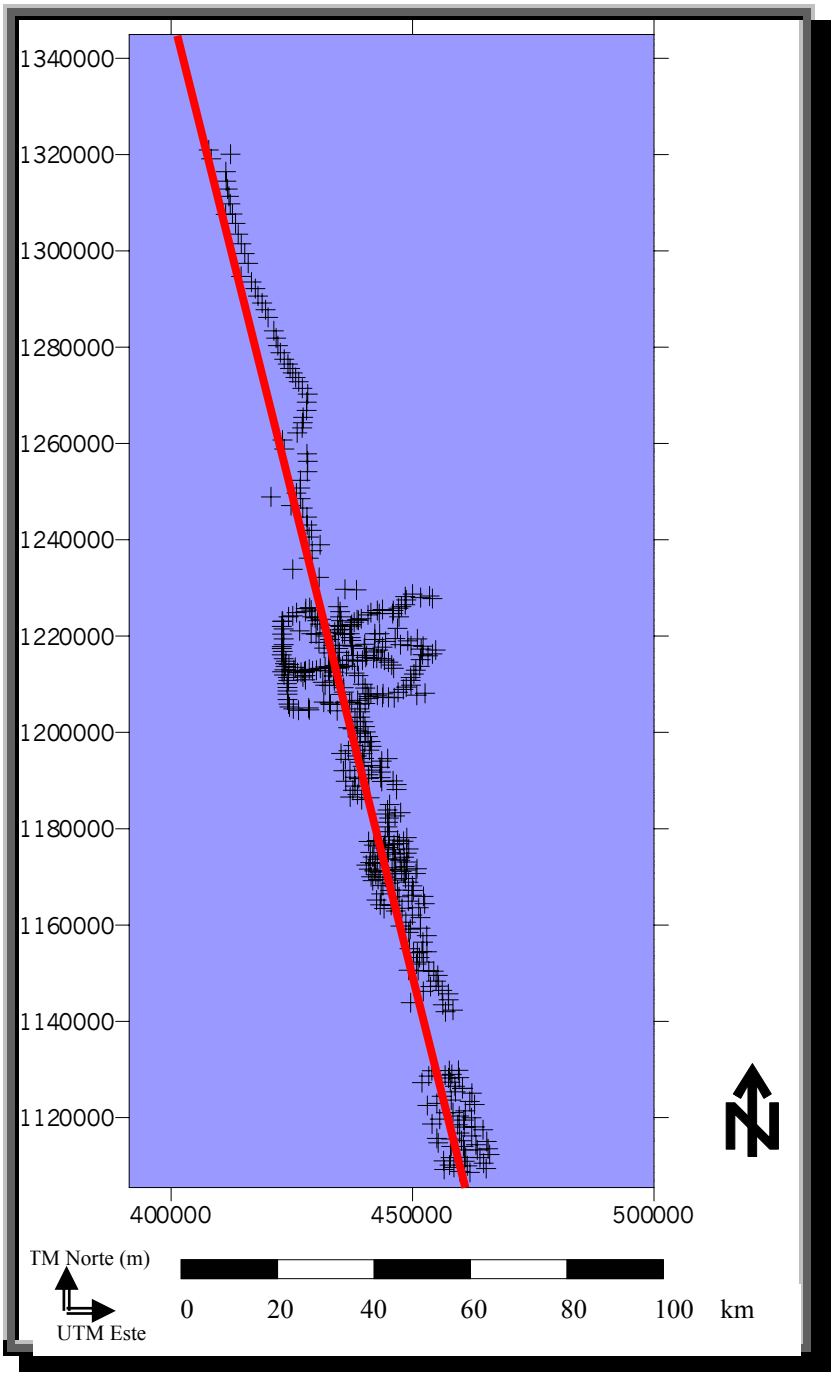


Figura 3-35: Ubicación de estaciones magnéticas (+). El perfil estudiado está representado por la línea roja.

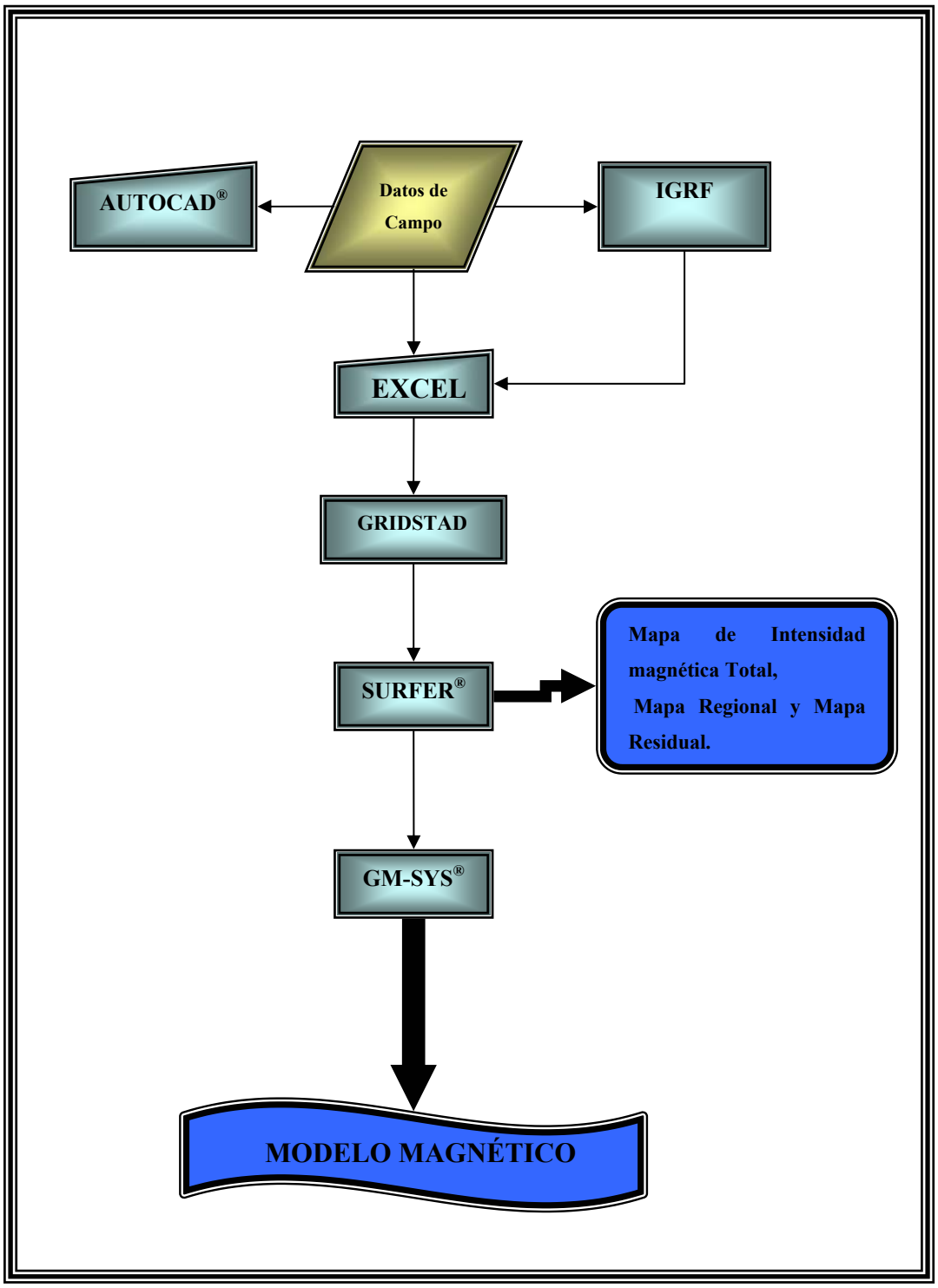


Figura 3-36: Esquema del procesamiento aplicado a los datos magnéticos adquiridos en campo.

IGRF (Campo Geomagnético de Referencia Internacional): Éste es un programa en plataforma MS-DOS. Su función es calcular el valor del campo geomagnético con sus respectivas componentes para una estación determinada con el fin de remover los efectos de estructuras de diferentes magnitudes. Para el cálculo del IGRF se requiere alimentar al sistema con los datos de la fecha de la adquisición en año juliano, altura, longitud y colatitud del punto donde se desea calcular.

A partir de los datos arrojados por el programa se procedió al cálculo de la inclinación y declinación magnética del campo.

3.7.1- Corrección por Variación Diurna

Ésta es la variación causada por la actividad solar y efectos lunares. La máxima interacción de esta variación en el hemisferio norte ocurre alrededor del mediodía y la mínima en las primeras horas de la mañana. La magnitud de la variación depende de la latitud, tiempo solar, viento solar y la geología (conductividad de las litologías, corteza y manto). Antes de comenzar la adquisición en el campo es conveniente la construcción de una curva de variación diurna para determinar el comportamiento de ésta a lo largo del día, y así determinar los intervalos de tiempo más convenientes para la adquisición magnética. La curva utilizada durante el desarrollo del campo de esta investigación fue la construida durante la materia de Geofísica de Campo 2002 realizada en el 9 de marzo del mismo año, en un horario comprendido entre las 8:00 a.m. y las 6:00 p.m. (Figura 3-37), efectuándose mediciones a intervalos de 15 minutos en el BM de cota de la localidad de Sube y Baja en el estado Falcón.

Todas las variaciones diurnas son significativas y deben ser corregidas en el procesamiento para eliminar los efectos transitorios de los datos adquiridos en campo.

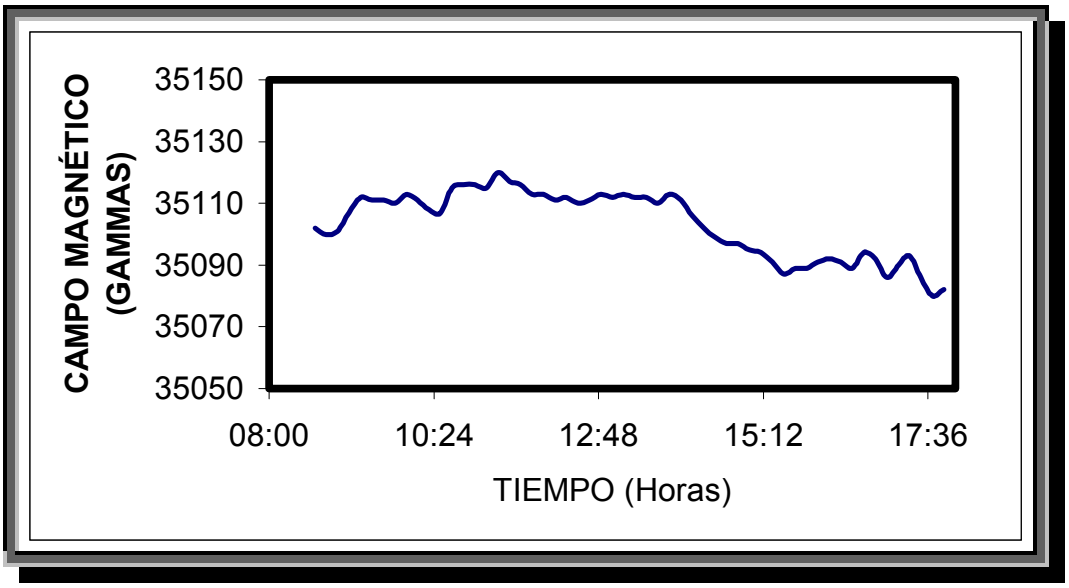


Figura 3-37: Variación diurna determinada en la estación de Sube y Baja, (Edo. Falcón), realizada el 9 de marzo de 2002.

3.7.2- Intensidad Magnética Total

La intensidad magnética total es la magnitud del vector del campo geomagnético independiente de su dirección (Figura 3-38). En el caso de una perturbación del vector regional del campo geomagnético la perturbación se suma al campo no perturbado. Los magnetómetros que miden el campo magnético total, miden sólo la magnitud del vector resultante, es decir la porción del vector perturbador que está dirigida en la misma dirección que el campo magnético regional. En consecuencia, para campos magnéticos perturbadores pequeños con respecto al campo geomagnético, la variación del campo magnético medida es de valor muy similar al valor de la componente del vector perturbador dirigido en la misma dirección al campo magnético regional.

Las componentes que constituyen el campo magnético son las siguientes:

T = Resultante total del campo geomagnético.

H = Componente horizontal del campo geomagnético.

Z = Componente vertical del campo geomagnético.

I = Inclinación magnética.

D = Declinación magnética.

X = Dirección del norte geográfico.

Y = Dirección del este geográfico.

P = Punto de observación.

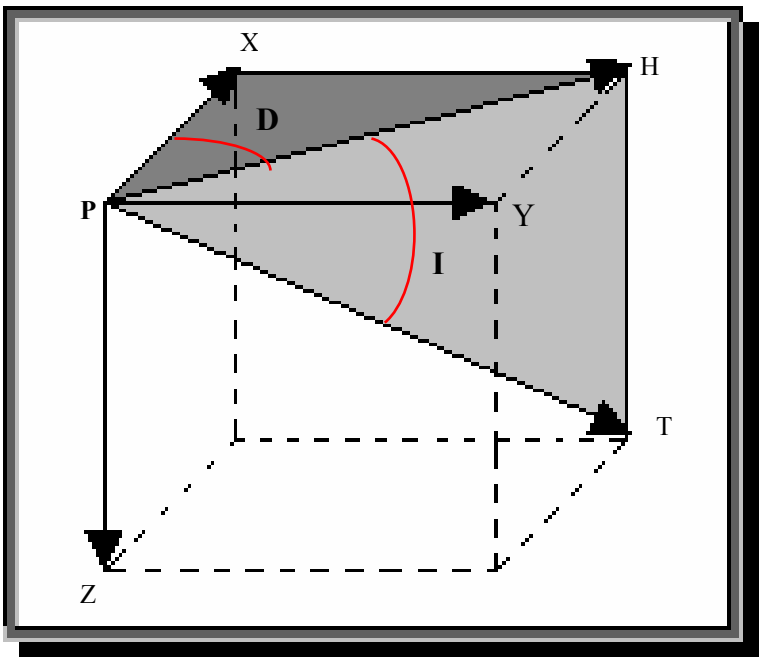


Figura 3-38: Elementos del campo magnético.

El mapa de intensidad magnética total representa la respuesta de la litología infrayacente debido al campo magnético que las rocas generan a su alrededor a causa del contenido de minerales que actúan espontáneamente como imanes bajo la influencia del campo magnético terrestre. La adquisición de datos de intensidad magnética total en esta investigación se realizó muy cercana a la línea del perfil procurando la ubicación del mayor número de estaciones sobre el corredor designado

al área de estudio, el mapa de intensidad magnética total fue construido en Surfer® 6.0 por medio del método de Krigging. Al igual que en el estudio gravimétrico, las líneas isoanómalas representan la suma de dos efectos, el regional y el residual, por ello también fue conveniente aplicar la separación regional y residual en este método.

4-CAPÍTULO 4: RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE DATOS GEOLÓGICO- GEOFÍSICOS

4.1- OBSERVACIONES DE CAMPO

La duración del trabajo de campo se totaliza aproximadamente en tres meses, repartidos entre los meses de agosto a octubre del 2002 y una semana entre los meses de marzo y abril del 2003. Como se ha descrito anteriormente, estas observaciones se concentraron en regiones o localidades donde existía contradicción o ausencia de datos geológicos y/o geofísicos; la adquisición de todos los datos se realizó en las carreteras y caminos disponibles en el corredor de estudio.

A continuación se describen dichas observaciones agrupadas por las regiones tal como se refleja en el Capítulo 2 de este trabajo.

4.1.1- Península de Paraguaná

Las observaciones geológicas en esta región fueron simples, limitándose a afloramientos de corte de carretera, con litologías sedimentarias de edades no más antiguas que el Pleistoceno, dispuestas horizontalmente y sin estructuras de deformación resaltantes que las afecten; entre estos afloramientos destaca el de la Formación Paraguaná, cercano por el oeste a la población de Pueblo Nuevo.

En la zona norte de la Península, próximo al Cabo de San Román, son palpables los sucesivos levantamientos de esta región, visibles por los distintos niveles de terrazas formadas en unas extensas areniscas eólicas, las mismas en donde se levanta el faro del Cabo San Román; se han contabilizado no menos de tres niveles con rangos de dos a cuatro metros de altura entre sí (Figura 4-1). Estos levantamientos son referenciados por *Audemard* (1996, 2001)

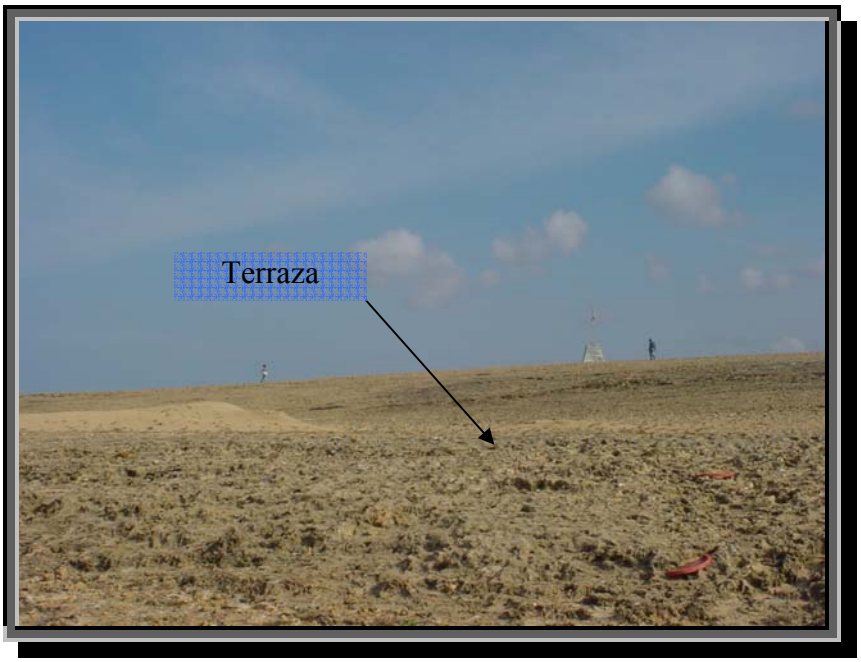


Figura 4-1: Vista de las areniscas eólicas donde se observa una terraza (justo donde reposa una pequeña duna). O.F: N-S (Juan C. Sousa).

4.1.2- De Coro al Sur de Churuguara

La deformación de los estratos en esta región cambia significativamente con respecto a la anteriormente descrita. Justo al sur de la ciudad de Coro, en la carretera hacia Churuguara, se observan numerosos afloramientos correspondientes a las formaciones Coro, La Vela, Caujarao y Socorro, afectados por un mismo régimen tectónico, hasta ahora explicado por la presencia de un importante corrimiento de vergencia norte (*Audemard,* 1995) identificado en este sector como Corrimiento de Mina de Coro (conocido como Chuchure al oeste, Guadalupe o Taima-Taima al este), que causa una fuerte imbricación de las capas hacia el norte, inclusive verticales y volcadas (Figura 4-2), debido al arrastre de todo este conjunto sobre dicho plano de falla, ya que este sector representa el bloque del techo que se desplaza hacia el norte con respecto al bloque inferior.

Figura 4-2: Capas volcadas hacia el norte correspondiente a la Formación Socorro. O.F: S 52°W (Juan C. Sousa).

Siguiendo al sur, el relieve se torna menos abrupto, con diversos valles fluviales y algunas filas con alturas que no sobrepasan los 100 m, observándose buzamientos de capas más bajos y rumbos orientados WSW-ENE. En este sector es posible ver el anticlinal conocido como El Isiro, justo al norte del embalse del mismo nombre; en esta localidad se ubica el limbo norte del sinclinal cartografiado con el nombre de La Negrita, en el que se deduce que la misma es una extenso y suave sinclinal, de un ángulo interlimbar bastante amplio, sobre el cual reposan sedimentos cuaternarios y la masa de agua del Embalse de El Isiro como se puede observar en la Figura 4-3.

En el flanco norte de la Sierra de San Luis, en un afloramiento (Figura 4-4) que se encuentra en una desviación que parte de la carretera principal, cercano a la población de La Chapa, se evidencia nuevamente el régimen tectónico ya descrito en los afloramientos del sur de Coro, expresándose en una serie de pliegues en caja con

transporte tectónico al norte indicados por fallas inversas de ángulo alto y planos axiales, ambos con rumbos comunes N 80°W y vergencia al norte.

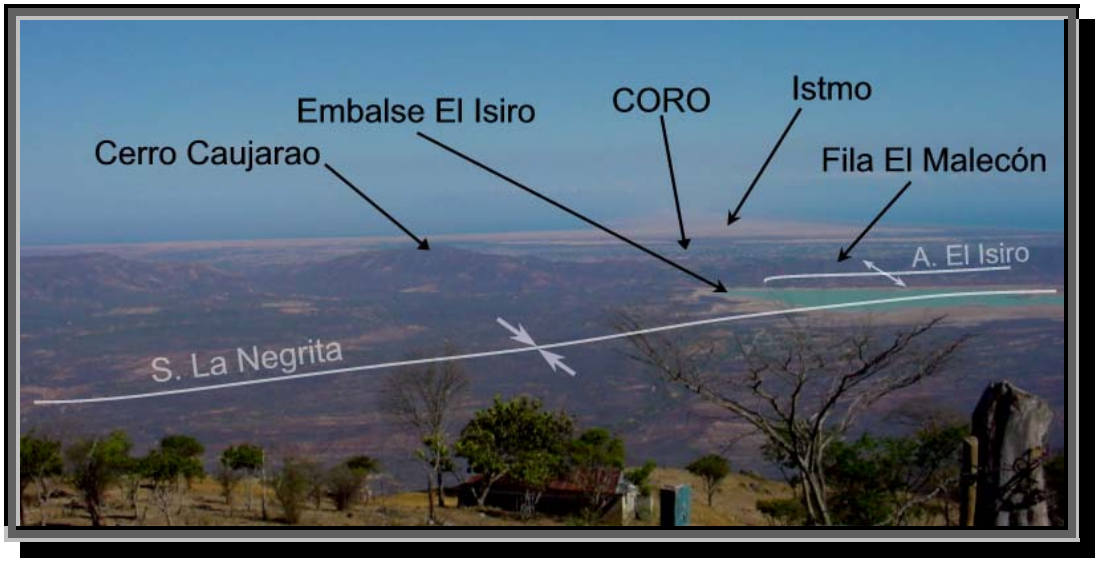


Figura 4-3: Panorámica desde la Sierra de San Luís, destacándose el Sinclinal La Negrita y el Anticlinal de El Isiro. Justo al norte de los altos (Cerro Caujarao y Fila Malecón) se ubica la traza del corrimiento de Mina de Coro; estos altos representarían el frente de dicho corrimiento de vergencia al norte. O.F: S-N (Josmat Rodríguez).

Figura 4-4: Pliegues "en caja" donde se observan claramente los despegues mediante pequeñas secuencias de fallas inversas, cercano a la población de La Chapa en la Sierra de San Luís, Edo. Falcón. O.F: N 80°W (Juan C. Sousa).

Siguiendo en el flanco norte de la Sierra de San Luís, pero al oeste, se ubica la sección tipo de la Formación Guarabal cercana a la localidad del mismo nombre. Se observa que las orientaciones de los rumbos de los estratos poseen una tendencia paralela WSW-ENE y buzamientos de alrededor de 65° al norte a partir del piedemonte de la Sierra, suavizándose a unos 25° a medida que llegamos a la parte media de dicho flanco, coincidiendo estas observaciones con el limbo norte de una estructura anticlinal reflejada en los mapas. En el caserío de Quiragua, casi al final de la carretera, se ubicó el núcleo del anticlinal, representado por estratos de edad Oligoceno (Formación Patiecitos); en esta localidad abundan concreciones ferruginosas (Figura 4-5) muy similares a las encontradas en las formaciones oligocenas del centro del Anticlinorio. Las calizas de la Formación San Luís se pueden observar en forma de grandes masas rocosas esparcidas en ambos flancos de la Sierra, claramente provenientes de las zonas más altas.

Figura 4-5: Concreciones ferruginosas ubicadas en el área del núcleo de un anticlinal en el flanco norte de la Sierra de San Luís, Edo. Falcón. En el recuadro se observan concreciones similares encontradas en el centro del Anticlinorio, en afloramientos correspondientes a la Formación El Paraíso (Juan C. Sousa).

Las formaciones de edad Oligoceno-Mioceno que afloran en el flanco sur de la Sierra poseen estratos con rumbos cercanos a la dirección SW-NE y buzamientos suaves a medios (25° promedio) hacia el sur (Figura 4-6), correspondiente a la Formación Pecaya, una de las formaciones más extensas del corredor de trabajo. No es posible realizar observaciones más al sur, hasta en las proximidades del centro de la cuenca, debido a que los afloramientos se encuentran cubiertos o algunos pocos parecen tener dudosa naturaleza (aparentan no estar in situ).

Figura 4-6: Afloramiento correspondiente a la Formación Pecaya en el flanco norte de la Sierra de San Luís, en la bifurcación de la carretera hacia las poblaciones de Curimagua y San Luís, Edo. Falcón. O.F: N 54°W (Juan C. Sousa).

En el centro de la cuenca, caracterizada por un conjunto de colinas bajas y valles, a partir de la población de Murucusa, se observa gran cantidad de afloramientos de formaciones miocenas a oligocenas caracterizadas por paquetes competentes de areniscas.

Los datos de rumbos y buzamientos coinciden con las estructuras plegadas cartografiadas en los mapas, propios del Anticlinorio de Falcón que caracteriza el centro de la cuenca.

En las proximidades de la población de Aracua está ubicado uno de los cuerpos ígneos (Figura 4-7), que en su conjunto forman una "cadena" de colinas cónicas y alineadas de manera paralela al Anticlinorio y ubicados sobre los valles centrales del mismo tal como se observa en la Figura 4-8. Estas rocas intrusionan estratos oligocenos de las formaciones El Paraíso y Pecaya (Figura 4-9).

Figura 4-7: Detalle del afloramiento ígneo en las cercanías de la población de Aracua, sobre la carretera Churuguara-Coro (Juan C. Sousa).

Figura 4-8: Vista siguiendo el rumbo de la cadena de dos de las colinas correspondientes a las intrusiones ígneas, tomada desde una de éstas, a unos 13,5 km al noreste de Aracua. Nótese la forma cónica de ambos altos. O.F: S 62°W (Juan C. Sousa).

Figura 4-9: Detalle de "filtración" de la intrusión ígnea en la Formación El Paraíso, donde se pueden apreciar pequeñas aureolas de metamorfismo de contacto (lutitas marrones) alrededor de las masas ígneas (color gris) (Juan C. Sousa).

El afloramiento adyacente a estas rocas ígneas corresponde a la Formación El Paraíso, deformada en parte por la acción de la intrusión que fractura las capas de la misma. Fue posible medir una falla transcurrente dextral de rumbo N 56°E (Figura 4-10), deducida de unas estrías subhorizontales observadas en las capas de areniscas justo en la angosta brecha de falla. Ésta si es vista de forma perpendicular al afloramiento, la falla aparenta tener como componente principal de movimiento un salto normal y que posteriormente dicho movimiento se empieza a invertir tal como se observa en la Figura 4-11; esto último quizás causado de manera directa por la entrada de la intrusión en dicho nivel, más que por algún movimiento tectónico regional.

Figura 4-10: Vista tomada sobre el rumbo del plano de falla, destacada por la banda vertical transparente. O.F: S 56°W (Juan C. Sousa)

Figura 4-11: Vista perpendicular del afloramiento en una perspectiva que muestra el salto normal y posterior inversión observada en las capas correspondientes al bloque del piso. O.F: E-W (Juan C. Sousa).

En las zonas próximas a la población de Churuguara, los afloramientos encontrados a nivel de carreteras no reflejan las deformaciones representativas que se reseñan en los diferentes trabajos previos, y que apenas se pueden apreciar por observación de fotos aéreas. Lo que si es visible son los fuertes buzamientos de los estratos correspondientes a la Formación Pecaya, a su vez con aparentes discordancias progresivas como se aprecia en la Figura 4-12.

Las calizas de la Formación Churuguara se levantan al norte de la población del mismo nombre. Estos antiguos arrecifes poseen una forma muy elongada y un ancho que no sobrepasa los 500 m. Este conjunto calcáreo posee una orientación de alrededor de N 54°E (Capitulo 2, Figura 2-22). Los rumbos y buzamientos de los estratos que afloran al sur de Churuguara, al igual que los datos del centro de la Cuenca, poseen coincidencia con las estructuras cartografiadas en los distintos mapas geológicos estructurales recopilados previamente.

Figura 4-12: Afloramiento correspondiente a la Formación Pecaya al norte de Churuguara, sobre la carretera hacia Coro, Edo. Falcón. Nótese el incremento del espesor del paquete de areniscas desde la parte superior del afloramiento hasta su parte inferior. O.F: N 64°E (Josmat Rodríguez).

Por último, se ubicaron afloramientos correspondientes al Grupo Agua Negra, específicamente la Formación Jarillal, en donde se constató con algunas mediciones de rumbo y buzamiento que conforma el núcleo de un anticlinal, tal como se refleja en el mapa geológico-estructural (ver Anexo 1). En el corredor de estudio no se presenta la Formación La Victoria.

4.1.3- Del Sur de Churuguara a Barquisimeto

Dentro del estado Falcón, en formaciones correspondientes a edad Paleoceno-Eoceno, es posible observar afloramientos que indican el régimen compresivo característico de esta región. En la Figura 4-13, se observa una falla inversa con un plano orientado a N 65°W aproximadamente.

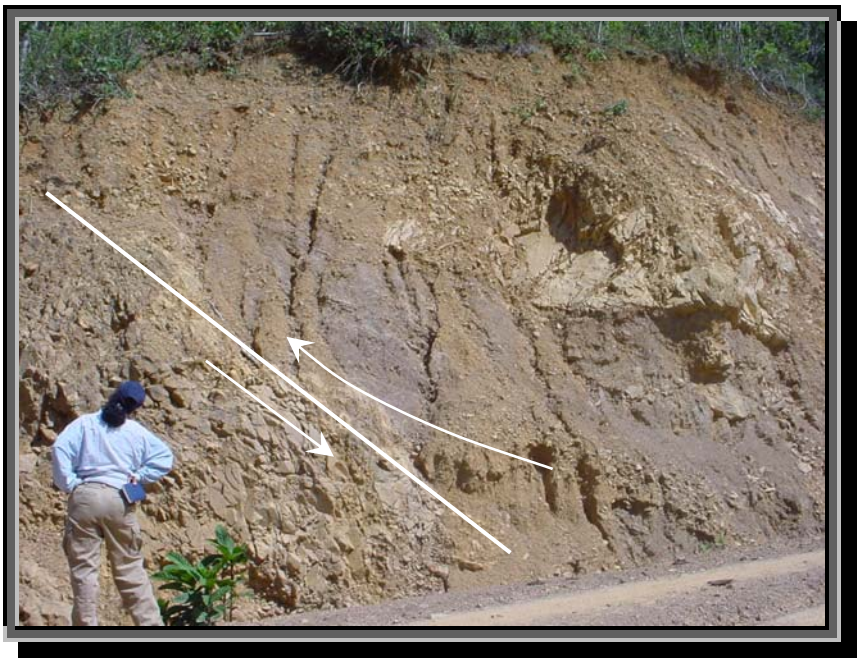


Figura 4-13: Afloramiento que muestra un callamiento inverso de ángulo bajo, ubicado cerca de los caseríos de Londres y El Tuque, a unos 3,3 km al norte del Río Tocuyo, Edo. Falcón. O.F: N 25°W (Juan C. Sousa).

Al sur del Río Tocuyo (límite natural entre los estados Falcón y Lara) los afloramientos son muy frecuentes. Estos afloramientos corresponden a la Formación Matatere de edad Paleoceno-Eoceno (Matatere III, según *Stephan*, 1985) caracterizada prácticamente en toda su extensión, por secuencias monótonas y cíclicas de areniscas y lutitas, típicas de las formaciones de origen turbidítico. Los datos de rumbo y buzamientos en el sector correspondiente a la Serranía de Aguada Grande, al norte de la población del mismo nombre, poseen un patrón muy irregular en sus orientaciones; igualmente se han observado varias estructuras de fallamientos ocurridas en la zona tal como se evidencia en los afloramientos de las Figuras 4-14 y 4-15 cercanos al caserío de San Felipe, al norte de la población de Aguada Grande en el estado Lara, o como se muestra en la Figura 4-16, en la que se aprecia una serie de anticlinales sobrecorridos, indicando el transporte tectónico local hacia el sur en

compresión contra la falla de Siquisique-Aguada Grande (Figura 4-17) la cual se ubica más al sur de dicho afloramiento.

Figura 4-14: Afloramiento correspondiente a la Formación Matatere III, en donde se observa un plano irregular de falla subhorizontal indicado en parte por la ubicación de la brújula; igualmente se observan pequeños pliegues de arrastre que indican que la parte superior se desplaza hacia la izquierda con respecto a la parte inferior. O.F: N 76°W (Juan C. Sousa).

Todo lo anterior evidencia la deformación tectónica de ésta y otras formaciones más antiguas que conforman Las Napas de Lara.

Igualmente fue posible hallar algunas capas de conglomerados embebidos en matriz arenosa similar a los paquetes de arenisca de esta unidad. Los conglomerados se componen esencialmente de granos de cuarzo y cherts, de formas tabulares y alargadas, y ausencia de aristas o subredondeadas, con longitudes que van desde pocos milímetros a unos 15 cm (Figura 4-18).

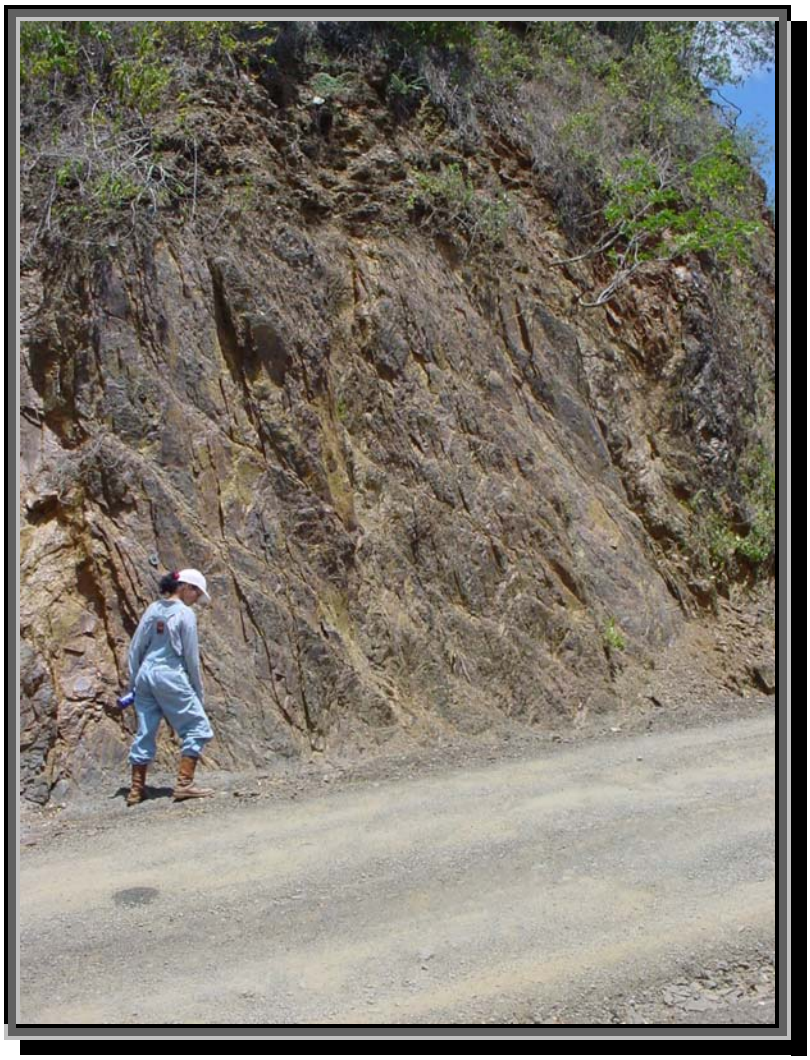


Figura 4-15: Espejo de falla cerca del caserío de San Felipe al noreste de Aguada Grande, Edo. Lara. La orientación del mismo es de N 70°W 75°N. O.F: S 55°W (Juan C. Sousa).

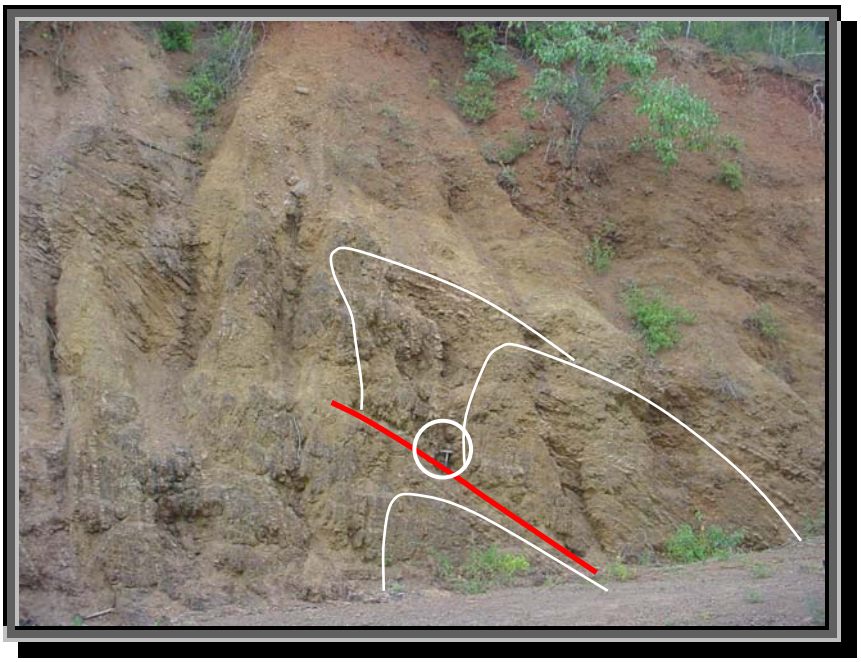


Figura 4-16: Serie de pliegues sobrecorridos (en rojo se muestra el despegue) en afloramiento correspondiente a la Unidad Matatere III, al norte de la población de Aguada Grande en la Serranía del mismo nombre, Edo. Lara. O.F: N50°W (Juan C. Sousa).

Figura 4-17: Vista panorámica que muestra la Falla de Siquisique en el contacto valle-montaña al norte de Aguada Grande, Edo. Lara. O.F: S 20°E (Juan C. Sousa).

Figura 4-18: Detalle de las capas de conglomerados pertenecientes a la unidad de Matatere III. En el recuadro se observa el afloramiento. O.F: N 10°W (Juan C. Sousa).

En los altos topográficos situados al sur de Aguada Grande, las orientaciones de las capas tienden a ser un poco más regulares en cuanto a sus direcciones de rumbo, y los buzamientos en su mayoría tienden al norte.

En el área de Caminero, al sureste de Aguada Grande, se ha observado una serie de pliegues **armónicos**, formados en apariencia en un régimen dúctil, ya que estas estructura no poseen grietas de tracción en sus zonas de cresta y a la vez éstas llegan a ser muy agudas, con ejes axiales de rumbo N 48°E (Figura 4-19).

Figura 4-19: Pliegues asimétricos paralelos correspondientes a la Formación Matatere (Matatere III) en el Edo. Lara. En el recuadro se observa en detalle un antiforme dentro del afloramiento. O.F: N 48°E (Juan C. Sousa).

En el valle que forma el Río Urama, justo después del caserío de El Taque, en dirección a Barquisimeto, comienzan a aflorar macizos rocosos de bajo grado metamórfico, correspondientes a las formaciones cretácicas de Barquisimeto y Bobare.

En los alrededores del puente que cruza el Río Urama se observan diversos afloramientos de la Formación Barquisimeto, los cuales presentan foliaciones bien marcadas y a su vez replegadas, dificultando la tendencia de rumbo de la región. En

las Figuras 4-20 y 4-21 se observan afloramientos ubicados en la margen norte del Río Urama.

Figura 4-20: Afloramiento correspondiente a la Formación Barquisimeto, en el estribo norte del puente sobre el Río Urama, Edo. Lara, donde se observa una metarenisca replegada y fracturada dentro de secuencia de filitas. O.F: N 56°W (Juan C. Sousa).

Figura 4-21: Detalle de un afloramiento de la Formación Barquisimeto que muestra un pliegue "kink" en foliaciones marcadas y deformadas (Juan C. Sousa).

A partir del margen sur del valle del Río Urama, comienzan a aparecer innumerables afloramientos a nivel de carretera, correspondientes a la Formación Bobare. Las orientaciones de las foliaciones no siguen un patrón particular en lo que respecta al resto del trayecto salvo algunos pocos casos.

La litología observada a lo largo y ancho del corredor de estudio de la Formación Bobare, es del tipo metamórfico de muy bajo grado, donde se observan capas de metareniscas y filitas de ausente a pobre foliación. El color meteorizado predominante de la formación es amarillo a rojizo, siendo gris el color fresco para las metareniscas, y amarillento y rojizo meteorizado a blancas frescas y con alto contenido de sericita para las filitas-limolitas.

Se ha encontrado un gran número estructuras plegadas, formadas en un estado muy dúctil, caracterizado por grupos de anticlinales y sinclinales **armónicos y disarmónicos**, que son los más comunes entre otros en las formaciones metamórficas de las Napas de Lara. Como ejemplo de los pliegues armónicos, se destaca un afloramiento próximo al caserío de Páramo Negro, Edo. Falcón, sobre la carretera

Churuguara-Barquisimeto, con pliegues **en caja**, limitadas entre dos estratos o foliaciones planares en el tope o en la base de la estructura (Figura 4-22).

Figura 4-22: Afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, sobre la carretera Churuguara-Barquisimeto, Edo. Lara, que muestra una serie de pliegues en caja en foliaciones más competentes. O.F: S 65°E (Juan C. Sousa).

Los pliegues disarmónicos son los más numerosos en los afloramientos disponibles en carretera. El conjunto total de estas estructuras arroja como resultado en cuanto a rumbos y buzamientos de sus planos axiales, orientaciones irregulares, sin un patrón aparente, al que se le debe hacer un análisis más profundo sobre las diferentes direcciones de esfuerzos que pudieron causar tales patrones de plegamiento. Estos pliegues poseen en común presentarse como trenes de pliegues isoclinales y recumbentes que expresan los esfuerzos del emplazamiento sobre el margen pasivo; en las Figuras 4-23 a 4-25 se pueden observar diversos afloramientos que muestran estos pliegues.

Figura 4-23: Afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, cercano a la población de Copeyal, Edo. Lara, en el que se muestra una serie de pliegues disarmónicos. O.F: S 53°E (Juan C. Sousa).

Figura 4-24: Detalle de pliegues en la Formación Bobare, carretera Barquisimeto-Churuguara a 16 km al NNE del poblado de Bobare, Edo. Lara. O.F: S-N (Juan C. Sousa).

Figura 4-25: Detalle de pliegues recumbentes en la Formación Bobare, carretera Barquisimeto-Churuguara, cercano al poblado de Las Brujitas, Edo. Lara. O.F: W-E (Juan C. Sousa).

Entre los pliegues de tipo paralelo, resalta un afloramiento situado entre los caseríos de Páramo Negro y Requén, estado Lara, en donde se observa (Figura 4-26) una secuencia de filitas y metareniscas que forma un antiforme asimétrico o pliegue de rodilla, con vergencia al norte, debido probablemente a un esfuerzo proveniente del sur e igualmente sea parte del bloque del techo de una falla inversa que se desplaza hacia el norte y el plano de dicha falla se ubica más abajo. La orientación de esta estructura es de un pliegue relativamente cilíndrico en el que los limbos, eje y plano axial poseen igual rumbo; para el plano axial se obtuvo N 50°W 15°S. El flanco norte (a la derecha respecto a la Figura 4-26) varía en su buzamiento hasta volverse vertical, al igual que el limbo sur que se horizontaliza; el eje axial del pliegue tiende a ser igualmente horizontal.

Figura 4-26: Afloramiento correspondiente a la Formación Bobare sobre la carretera Churuguara-Barquisimeto, Edo. Lara, donde se observa un pliegue paralelo asimétrico con vergencia al norte (derecha con respecto a la Figura). O.F: S 85°W (Juan C. Sousa).

Otra estructura plegada a resaltar es la que se encuentra en la población de Copeyal (Figura 4-27) de tipo paralelo e isoclinal con un plano axial vertical de rumbo N 82°W aproximadamente, al igual que sus flancos. Su ángulo interlimbar se encuentra entre los 45° y 60°, dándole a esta estructura una importante amplitud con respecto a otros pliegues descritos en este trabajo. Este afloramiento, debido a su alta deformación, resultó confuso en cuanto a la geometría de la estructura al correlacionarla con el corte de carretera opuesto e inclusive con los dos estratos adyacentes que podrían ser capas superiores al núcleo del anticlinal o simplemente otro anticlinal, dispuestos en un tren de pliegues compuesto por dos anticlinales y un sinclinal, pero toda estas suposiciones hay que valorarlas y confrontarlas con el corte de carretera opuesto, aparte de un estudio más específico de dicha estructura.

Figura 4-27: Vista oblicua de un afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, en la población de Copeyal, la cual muestra un anticlinal de amplitud importante con respecto a las otras estructuras vistas en la región. O.F: N 30°W (Juan C. Sousa).

Otras estructuras vistas en la región que abarca la Formación Bobare son un importante número de fallas, de diversos tipos, entre las que resalta un corrimiento de gran amplitud, como se aprecia en la Figura 4-28, con un plano de falla de N 37°E 35°N, que es parte de una zona de cizallamiento de unos 2,66 km^2, observada en fotos aéreas, cercano al caserío de Usera. En la zona de brecha de este corrimiento (Figura 4-29) se observaron pliegues de arrastres muy marcados, costra ferrosa y un poco de material fino triturado (caliche), y a su vez este conjunto está plegado. En el extremo norte del afloramiento, en donde la carretera describe una curva (Figura 4-30), los estratos experimentan deformaciones; difícil establecer la geometría de los esfuerzos, ya que existen plegamientos sin ningún tipo de patrón y algunas fracturas, posiblemente evidencia de alguna franja de deformación, que se encuentra dentro de al misma zona de cizalla referida anteriormente.

Figura 4-28: Corrimiento dentro de la Formación Bobare en la carretera Churuguara-Barquisimeto, cercano al caserío de Usera, Edo. Lara. O.F: N 60°E (Juan C. Sousa).

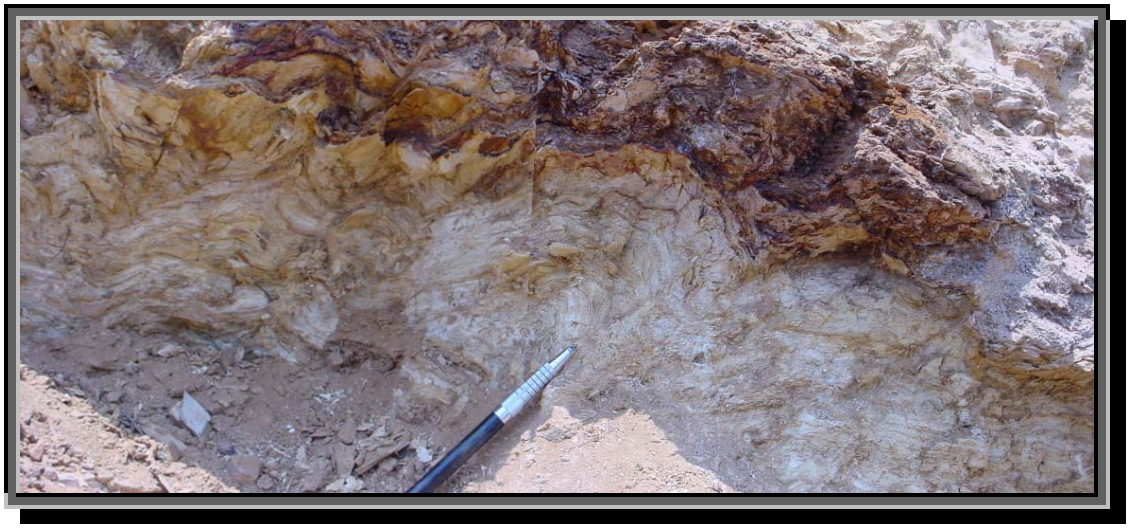


Figura 4-29: Detalle de la brecha de falla del corrimiento en la Formación Bobare (Juan C. Sousa).

Figura 4-30: Zona posterior o extremo norte del corrimiento de la Formación Bobare (Figura 4-28). Nótense las deformaciones que sufren las foliaciones en este sitio. O.F: N 53°E (Juan C. Sousa).

Entre Requén y Copeyal (Figura 4-31) se observó un afloramiento representativo que muestra evidencias de esfuerzos distensivos expresados en un pequeño sistema de fallas normales, compuesto por dos planos paralelos de orientación N 40°W 47°S. En este sector los datos de rumbos y buzamientos tanto al norte como al sur de este afloramiento tienden a orientarse en su gran mayoría WSW-ENE a SW-NE buzando hacia el norte en diversos grados. Es más probable que estas estructuras se hayan formado por inestabilidades de menor escala, tales como grietas de tracción o pequeños derrumbes causados por la tectónica principal de la región antes de relacionarse directamente.

Figura 4-31: Fallas normales ubicadas cerca del caserío de Requén, correspondiente a la Formación Bobare, sobre la carretera Churuguara-Barquisimeto, Edo. Lara. O.F: S 32°E (Juan C. Sousa).

En la parte central de la región que ocupan las Napas de Lara, en el corredor bajo estudio, los datos geológicos no reflejan ningún patrón regular en cuanto a las orientaciones de sus estructuras o foliaciones según nuestras observaciones en campo. Entre estas estructuras se incluyen diversas estrías de falla, entre las características comunes se observó que todos los planos superan los 45° de buzamiento y la mayoría de las inclinaciones de las estrías se agrupan en un rango de inclinación de 35° a 65°. En la Figura 4-32 se muestra un ejemplo representativo de estas estructuras.

Cerca de la población de Carorita, al norte de la ciudad de Barquisimeto, en el Cerro Bachaquero, existen varias canteras contentivas de proporciones importantes de caolinita (Figura 4-33), una arcilla muy fina, de color blanco que se encuentra dentro de la zona del Cretácico inferior (formaciones Bobare y Carorita). Las brechas de fallas que se observan en los cortes de la cantera, indican el alto tectonismo que hizo emplazar este material hasta su ubicación actual. Las foliaciones en su mayoría tienden N 34°E 48°N (Figura 4-34). Es posible que estas lutitas caoliníticas correspondientes a la Formación Bobare, hayan funcionado como un lubricante

("tegumento" según *Aubouin*, 1980) de los despegues que hayan facilitado el emplazamiento de las escamas que conforman las napas.

Figura 4-32: Plano con estrías de falla en un afloramiento correspondiente a la Formación Bobare, ubicado cerca del caserío de Las Mulas, sobre la carretera Churuguara-Barquisimeto, Edo. Falcón. O.F: S 84°E (Juan C. Sousa).

Figura 4-33: Cantera de caolinita, litología correspondiente a la Formación Bobare, ubicada en las inmediaciones de Cerro Bachaquero, al oeste de Carorita, Edo. Lara. O.F: S 68°W (Juan C. Sousa).

Figura 4-34: Foliaciones con orientación N 34°E 48°N, observadas en la cantera ubicada en el cerro Bachaquero, al este de Carorita, Edo. Lara, que corresponden a la Formación Bobare. O.F: S 10°W (Juan C. Sousa).

En la región norte de la ciudad de Barquisimeto, que comprende los Cerros de Simara y los caseríos de El Tural y Uribana, se observaron varios contactos entre litologías terciarias y cretácicas, específicamente entre las unidades Matatere I y Matatere II y el Cretácico metamorfizado, tal como se puede apreciar en el Capítulo 2 Figura 2-6 y Figuras 4-35 y 4-36 de este capítulo. En el detalle estos contactos son abruptos, donde la meteorización del material más débil oculta las brechas o planos de falla que se esperaba encontrar; tal como se muestra en la Figura 4-36, los estratos ubicados a la izquierda de la vista (este) corresponden con la unidad de Matatere I y la Formación Bobare a la derecha (oeste).

Figura 4-35: Contacto entre las formaciones Barquisimeto de color claro (Cretácico superior) y Matatere de color marrón, (Paleoceno-Eoceno inferior). Localidad situada cerca del caserío El Tural a 14,5 km al norte de Barquisimeto, Edo. Lara. O.F: N 58°E (Juan C. Sousa).

Figura 4-36: Afloramiento ubicado a no más de 3 km al SSE de El Tural, norte de Barquisimeto, Edo. Lara, en el que se observa un contacto entre el Terciario inferior (Matatere) y Cretácico (Formación Bobare). O.F: S 37°W (Juan C. Sousa).

Sobre la autopista Duaca-Carora, al norte de Barquisimeto (inconclusa), se encuentra un contacto de falla entre las formaciones Bobare (superior) y La Osa (inferior) (Figura 4-37). Este contacto se compone de múltiples planos, de manera que la formación superior envuelve la inferior, pero la componente común a estos es que el contacto buza hacia el norte, pero la dirección de desplazamiento de la misma no pudo ser establecida por ausencia de estrías, aunque por la geometría de esta estructura y tomando en consideración la dirección de emplazamiento, muy bien podría caber un movimiento aproximado sureste. La descripción de esta sección de la Formación La Osa es de filitas sericíticas de color amarillo ocre con algunas metareniscas. En la Figura 4-38 se observa en detalle este contacto litológico.

Figura 4-37: Afloramiento sobre la autopista Duaca-Carora, al norte de Barquisimeto, donde se observa el contacto entre la Formación La Osa (marrón) y Bobare (gris). O.F: N 62°W (Juan C. Sousa).

Al suroeste de la ciudad de Barquisimeto, sobre la Autopista Centro-Occidental, se encuentran afloramientos correspondientes a la Formación Barquisimeto cabalgando la Formación Matatere, en específico la unidad Matatere I, mediante una falla de superficie muy irregular (Figura 4-39). Para la Formación Barquisimeto suprayacente, las foliaciones N 55°W 55°S son muy competentes y bien definidas conteniendo entre sí numerosos nódulos calcáreos de color gris (Figura

4-40) al igual que el resto de la formación en este sector. Para la unidad Matatere I, infrayacente, las foliaciones son menos competentes y físiles, características de esta formación, con orientaciones de N 38°E 53°N.

Figura 4-38: Detalle del contacto de falla entre la Formación La Osa (inferior) y Bobare (superior) (Juan C. Sousa).

Figura 4-39: Afloramiento ubicado sobre la Autopista Centroocidental, al WSW de Barquisimeto, Edo. Lara; se observa como la Formación Barquisimeto cabalga sobre la Formación Matatere. O.F: S 5°E (Juan C. Sousa).

Figura 4-40: Detalle de los nódulos característicos de la Formación Barquisimeto en un afloramiento ubicado sobre la Autopista Centrooccidental, al WSW de Barquisimeto, Edo. Lara (Juan C. Sousa).

4.2- INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS DE ESFUERZOS

La siguiente interpretación se basa en las estructuras observadas en el área correspondiente a las Napas de Lara, entre el sur de la población de Churuguara y la ciudad de Barquisimeto. Las estructuras observadas comprenden trenes o series de pliegues, a fallas expresadas en brechas o mayoritariamente en estrías.

Las mediciones tomadas a estas estructuras fueron realizadas con brújula mediante rumbos geológicos, considerándose los siguientes elementos:

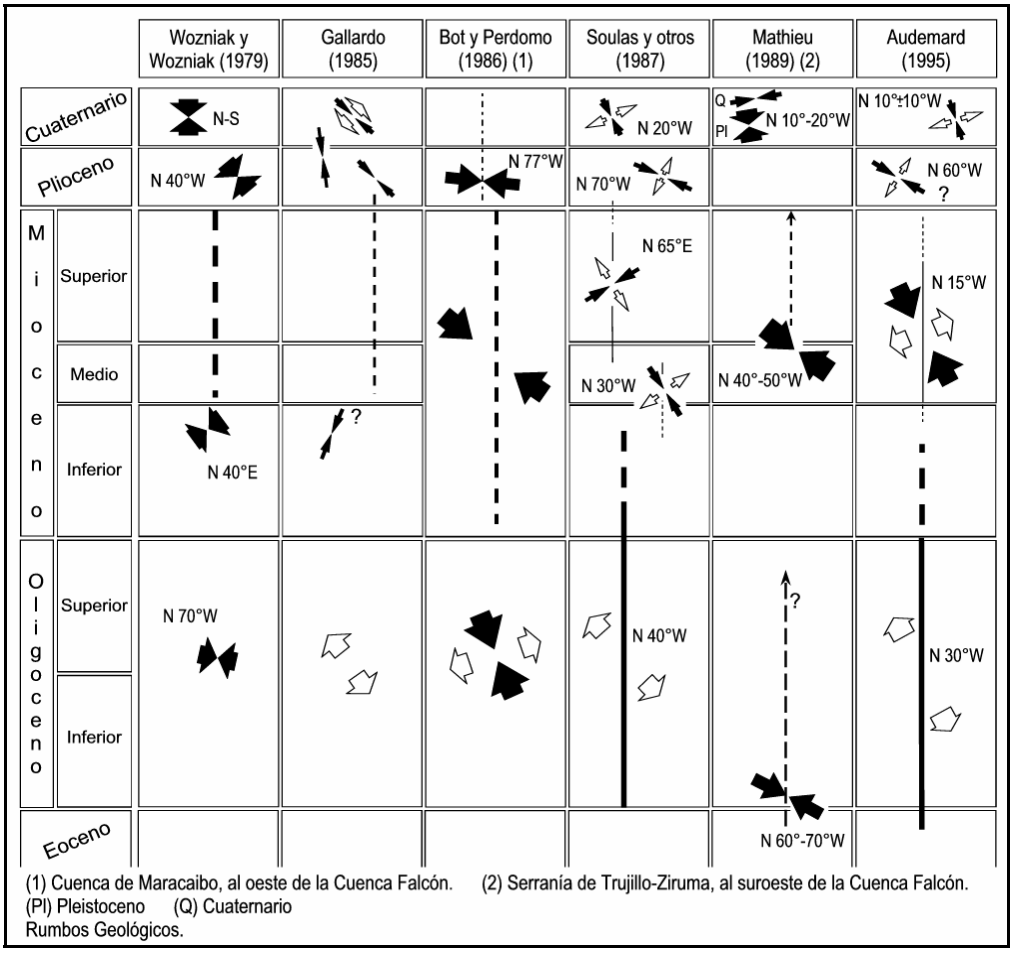
- Pliegues
  - Planos axiales: rumbo y buzamiento
  - Ejes axiales o de crestas: rumbo e inclinación
  - Planos limbares: rumbo y buzamiento
- Fallas
  - Planos de fallas o brechas de falla: rumbo y buzamiento
  - Estrías de fallas: rumbo e inclinación

Estos elementos fueron reunidos en tablas para sintetizar todos los datos y realizar las conversiones correspondientes, indicadas en el Capítulo 2 sobre las Proyecciones Esféricas.

Los datos, una vez plasmados en la proyección esférica, se agruparon de acuerdo a su tipo de estructura y posteriormente en familias de acuerdo a su orientación.

De manera preliminar se observa con base en 47 datos de estructuras plegadas y 25 de fallas adquiridos en campo, que los esfuerzos compresivos que originaron pliegues y fallas inversas se concentran notablemente en los ejes norte-sur y NW-SE, concordando con el tren de esfuerzo compresivo principal de la región expresado en investigaciones de *Wozniak y Wozniak* (1979), *Gallardo* (1985) *Soulas y otros* (1987), *Mathieu* (1989), y *Audemard* (1993, 1995, 1996, 1998 y 2001) (Tabla 4-1) tal como se muestra en los diagramas de rosetas de la Figura 4-41.

Tabla 4-1: Diferentes calendarios tectónicos propuestos por varios autores para el noroeste de Venezuela. Tomado y modificado de *Audemard* (1995)



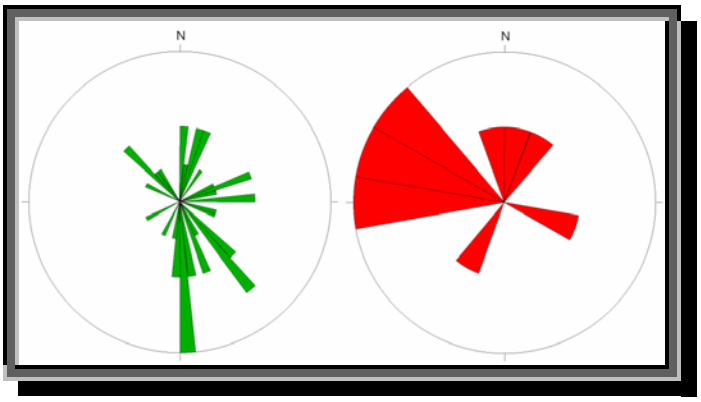


Figura 4-41: Rosetas mostrando la compresión preferencial de las estructuras plegadas (verde) y fallas inversas (rojo).

4.2.1- Pliegues

Los pliegues observados son del tipo disarmónico, algunos de éstos recumbentes e isoclinales. Las capas o estratos que forman los pliegues mantienen su espesor a lo largo de la estructura, entrando en la clasificación de pliegues paralelos, y algunos pocos que tienen un ángulo interlimbar más agudo son del tipo similar en donde el espesor de la zona de cresta es más grueso con respecto a sus flancos o limbos.

Al obtener la proyección esférica de los planos axiales de los pliegues, se pudo agrupar en las siguientes familias considerando la dirección de esfuerzo:

Norte-Sur: es la dirección más importante de esfuerzo compresivo de acuerdo a la cantidad de datos que se agrupan en este renglón. La dirección específica de este esfuerzo se encuentra en el eje N 6°E-S 6°W, por lo tanto el rumbo preferencial de los planos axiales es N 84°W, agrupando 50% de los ejes axiales medidos en campo, mostrados en la Figura 4-42. Los pliegues agrupados en esta familia se destacan por poseer series o trenes plegados de tipo disarmónico y pliegues de mayor amplitud tipo paralelo, reuniéndose en este grupo la mayoría de los pliegues de mayores dimensiones observadas en campo.

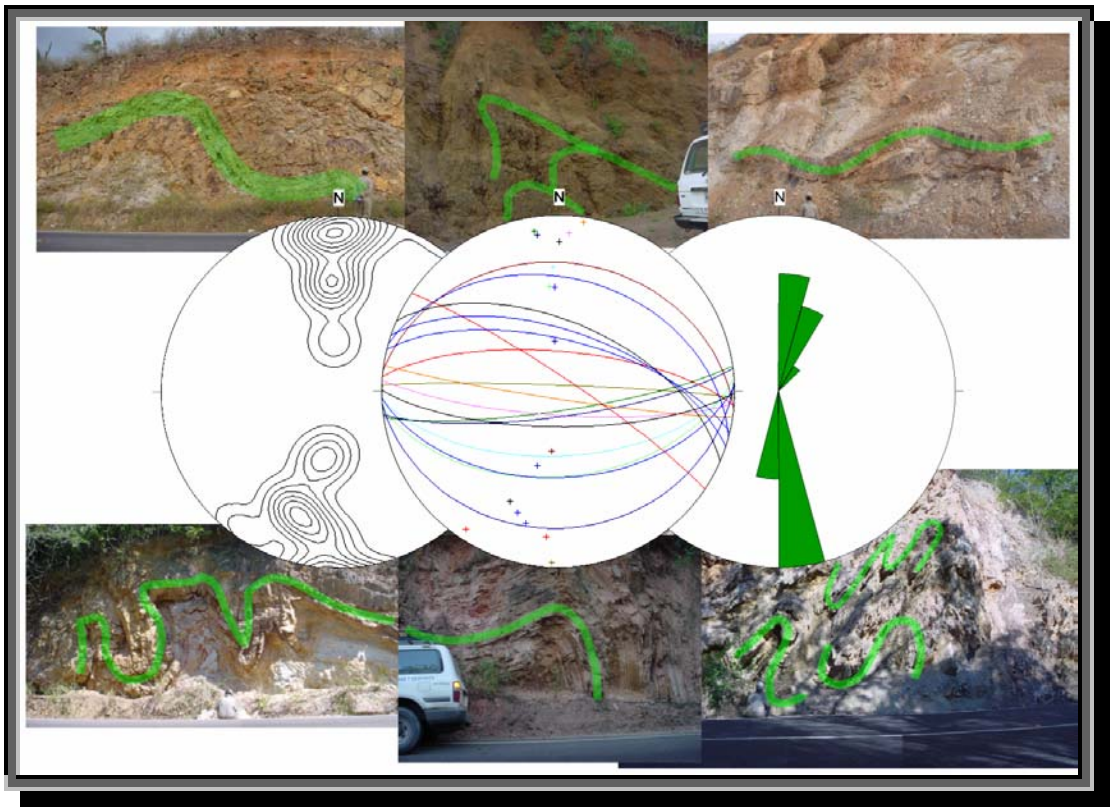


Figura 4-42: Proyecciones esféricas, diagrama de contorno, planares y roseta que ilustran la familia de esfuerzos norte-sur de los pliegues de este conjunto, contenidos en el eje N 6°E-S 6°W. Alrededor, vistas de algunas estructuras relacionadas y resaltadas (Juan C. Sousa).

NW–SE: posee el 26.5% de los datos recopilados por lo que se ubica de segunda esta familia de esfuerzos. Estos planos axiales son los que mejor se alinean sobre el rumbo hipotético la cual se agrupa (Figura 4-43). Se conforma mayoritariamente de pliegues paralelos de ángulos interlimbares suaves muy cercanos a los pliegues cilíndricos, y de tipo disarmónico recumbente. La orientación promedio de estos esfuerzos se agrupa en el eje N 39°W-S 39°E; los planos axiales se agrupan alrededor del rumbo N 52°E.

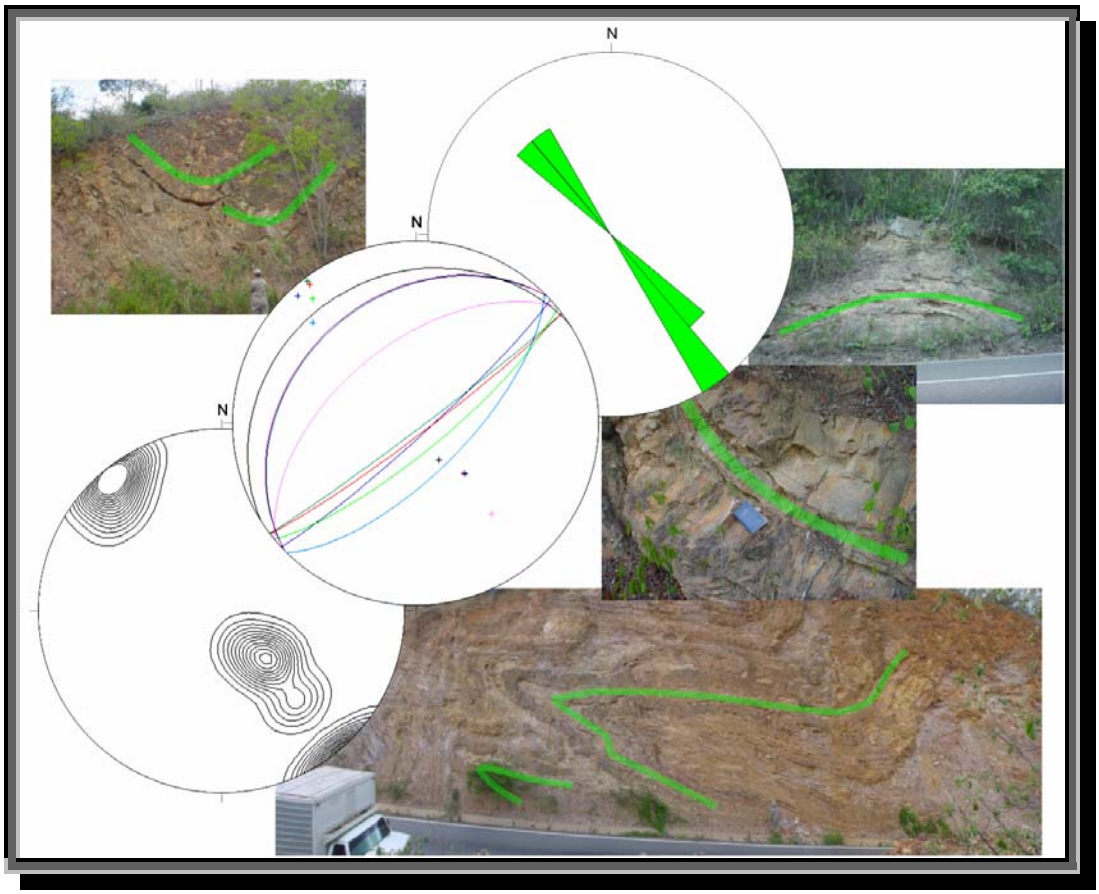


Figura 4-43: Proyecciones esféricas, diagrama de contorno, planares y roseta que ilustran la familia de esfuerzos NW-SE de los pliegues de este grupo, contenidos en el eje N 39°W-S 39°E. Alrededor, vistas de algunas estructuras relacionadas y resaltadas (Juan C. Sousa).

WSW–ENE: representa el último grupo de familia de esfuerzo con 23.5% de los datos recogidos en campo, a la vez que su agrupamiento es el más disperso (Figura 4-44), originando un abanico con apertura de 50° en la proyección esférica. La orientación promedio de esta familia de esfuerzos se encuentra en el eje S 81°W-N 81°E; los rumbos de los planos axiales se agrupan en N 9°W.

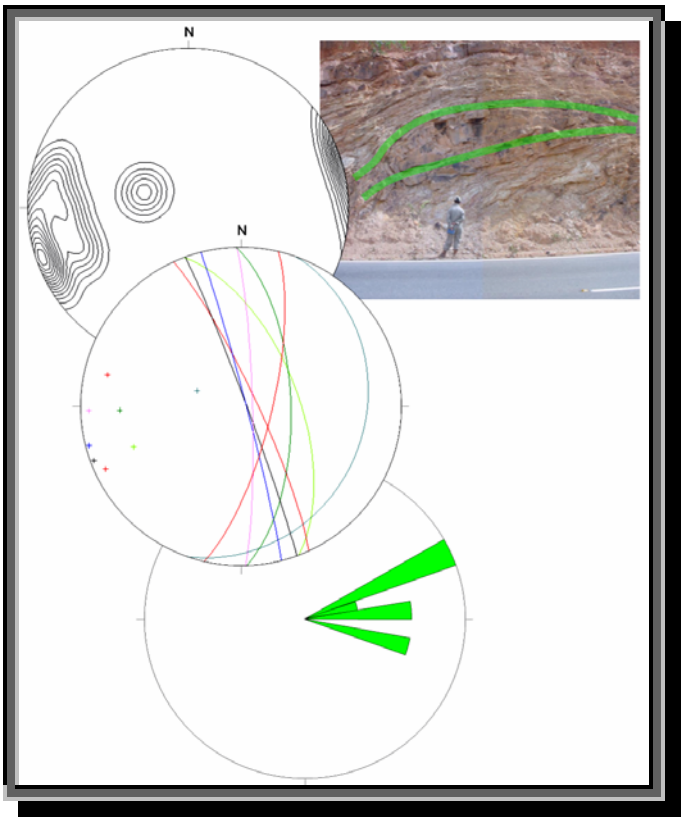


Figura 4-44: Proyecciones esféricas, diagrama de contorno, planares y roseta que ilustran la familia de esfuerzos WSW-ENE de los pliegues de este conjunto, contenidos en el eje S 81°W–N 81°E, y N 9°W para el rumbo de los planos axiales. En la Figura se aprecia, una vista de una de las estructuras relacionadas y resaltadas (Juan C. Sousa).

4.2.2- Fallas

En este apartado se agrupan los datos de fallas medidas expresados en estrías y brechas de fallas observadas en la región correspondiente a las Napas de Lara, específicamente de la Formación Bobare, entre el valle del Río Urama y el norte de Barquisimeto. El tipo de falla más común según las observaciones de campo es el de componente inversa, seguido de inverso-transcurrente y por último, de tipo normal transcurrente. A continuación estos datos se pre-califican en tres familias de acuerdo al desplazamiento de las estrías o en su defecto de las relaciones observadas en campo.

- Fallas Inversas WSW-ENE: Este grupo se caracteriza por contener una componente mayoritariamente transcurrente. Las estrías de este grupo (Figura 4-45) de fallas se agrupan dentro del eje preferencial N 83°W-S 83°E; los planos de fallas de este conjunto se ubican alrededor del rumbo preferencial o promedio de N 40°E, los cuales buzan al norte salvo una excepción, con buzamientos entre 60° y 80° (Figura 4-50A).

Figura 4-45: Detalle de las estrías contenidas en el plano del piso o inferior de falla. El desplazamiento de esta bloque es hacia abajo con respecto al bloque superior (Juan C. Sousa).

- Fallas Inversas WNW-ESE: En este grupo se incluyen fallas de componente inversa pura. Las estrías (Figura 4-46) se alinean dentro del eje N 17°E-S 17°W; los planos están contenidos en un rango de buzamiento de 48° a 64° (excepto uno de 84°) y poseen un rumbo preferencial de N 68°W (Figura 4-50B).

Figura 4-46: Estrías contenidas en el bloque inferior de la falla, causadas por un desplazamiento inverso puro. Nótese el cambio de dirección de las estrías desde la parte inferior de la Figura hasta la zona inferior de la llave (Juan C. Sousa).

- Fallas Transcurrente-Inversa NNW-SSE: Es el grupo de menor rango que se caracteriza por poseer una componente de desplazamiento transcurrente; las estrías (Figura 4-47) están contenidas en el eje N 4°W-S 4°E sobre planos de fuertes buzamientos (75°-88°) y rumbo geológico preferencial de N 7°W (Figura 4-50C).
- Fallas Transcurrentes-Normales NNE-SSW: Se caracterizan por poseer una componente de deslizamiento esencialmente transcurrente; las estrías (Figura 4-48) se encuentran sobre el eje N 26°E-S 26°W contenidas en planos de fuertes buzamientos al sur de 72° a 85° y rumbo promedio de N 20°E (Figura 4-50D).

Figura 4-47: Detalle de estrías de fallas contenidas en el bloque inferior que se desplazó hacia abajo y a la derecha (según la vista) con respecto al bloque superior. OF: S 67°W (Juan C. Sousa).

Figura 4-48: Estrías contenidas en un plano subvertical (N 9°E 74°S). Esta estructura indica un desplazamiento del bloque posterior con respecto al anterior hacia la izquierda (oeste). O.F: S 84ºE (Juan C. Sousa)

- Fallas Normales NNW-SSE: Las fallas de este grupo poseen componente mixto de deslizamiento (transcurrente-normal y normal pura); las estrías (Figura 4-49) se encuentran en el eje N 34°E-S 34°W sobre planos de rumbo preferencial N 27°W y buzamientos de 32° y 48° hacia el norte (Figura 4-50E).

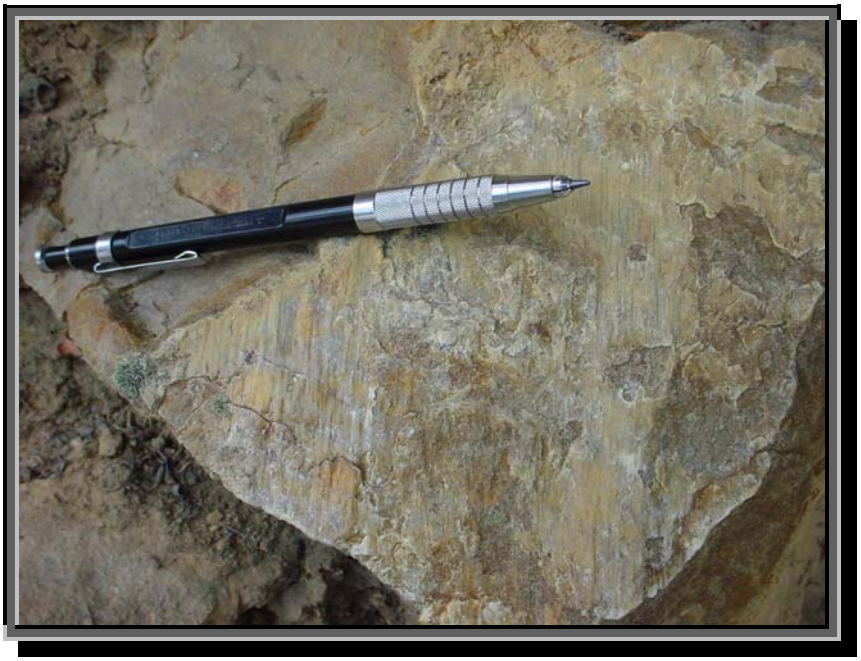


Figura 4-49: Estrías contenidas en el bloque inferior de la falla, el cual se desplaza hacia arriba con respecto al bloque superior (Juan C. Sousa).

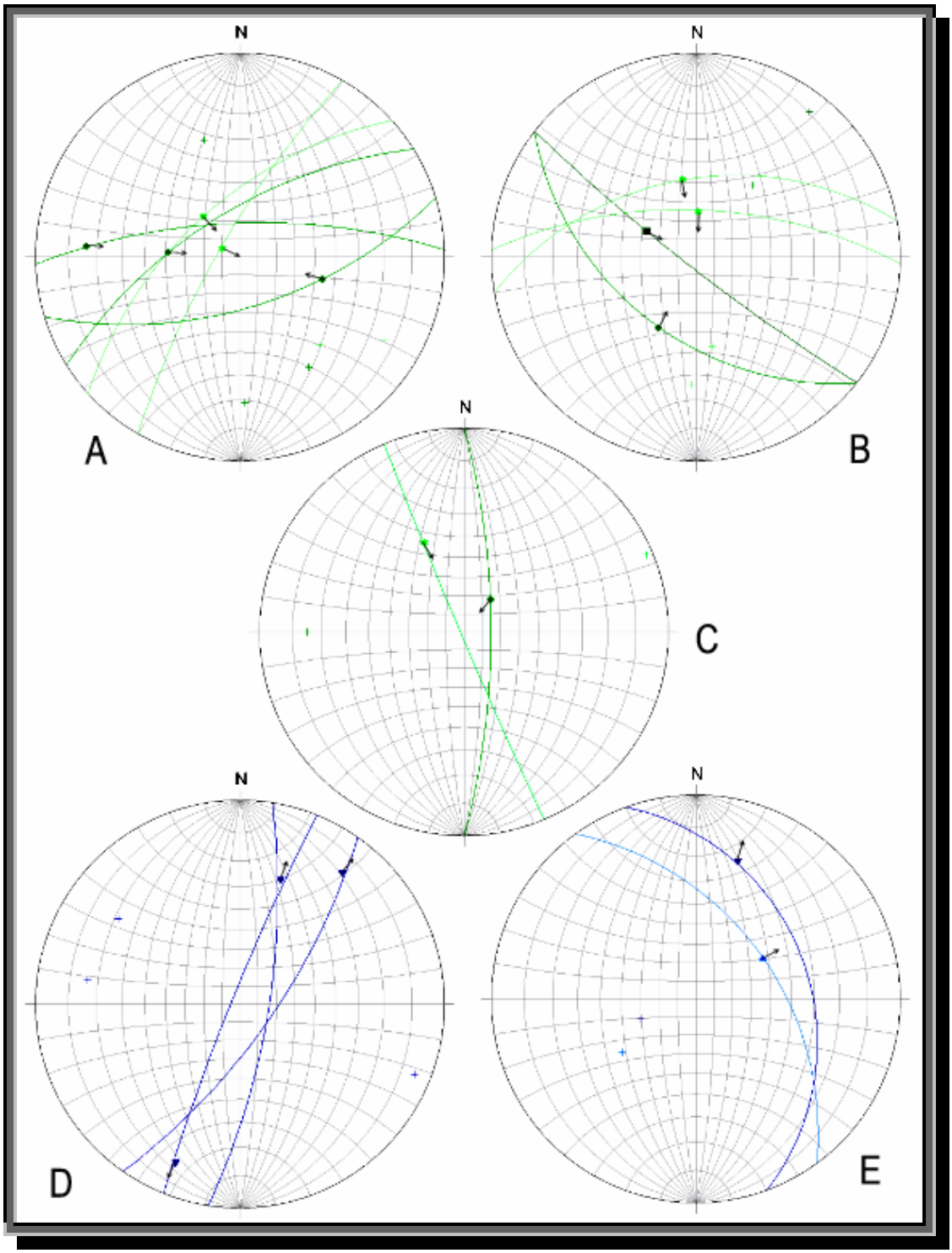


Figura 4-50: Planos de fallas agrupados de acuerdo a su orientación. Fallas inversas WSW-ENE (A), fallas inversas WNW-ESE (B), fallas transcurrentes-inversas NNW-SSE (C), fallas transcurrentes-normales NNE-SSW (D) y fallas normales NNW-SSE (E).

4.2.3- Interpretación de las Proyecciones Esféricas

En este apartado se toman en consideración las orientaciones preferenciales de las estructuras descritas en las secciones anteriores, asociadas al diagrama de Wilcox, para establecer los esfuerzos de las probables cizallas que afectaron esta región.

Se consideró para este análisis la agrupación de todas las estrías de fallas adquiridas en la fase de campo en diedros rectos, tal como se observa en la parte superior de la Figura 4-51 y luego establecer las orientaciones preferenciales de los esfuerzos de dichas estrías de fallas que fueron las siguientes:

- σ_{Hmax}: N 40°W
- σ_{hmin}: N 50°E

Esta deducción favorece un esfuerzo compresivo desde el NW para la región correspondiente a las Napas de Lara, tal como lo expresa la historia geodinámica de la región.

Todo lo anterior es apoyado por el resto de los datos recopilados en campo correspondiente a los pliegues, y en los que se han establecido las familias de esfuerzos correspondientes según sus rumbos geológicos:

- N 6°E
- N 39°W
- N 82°E

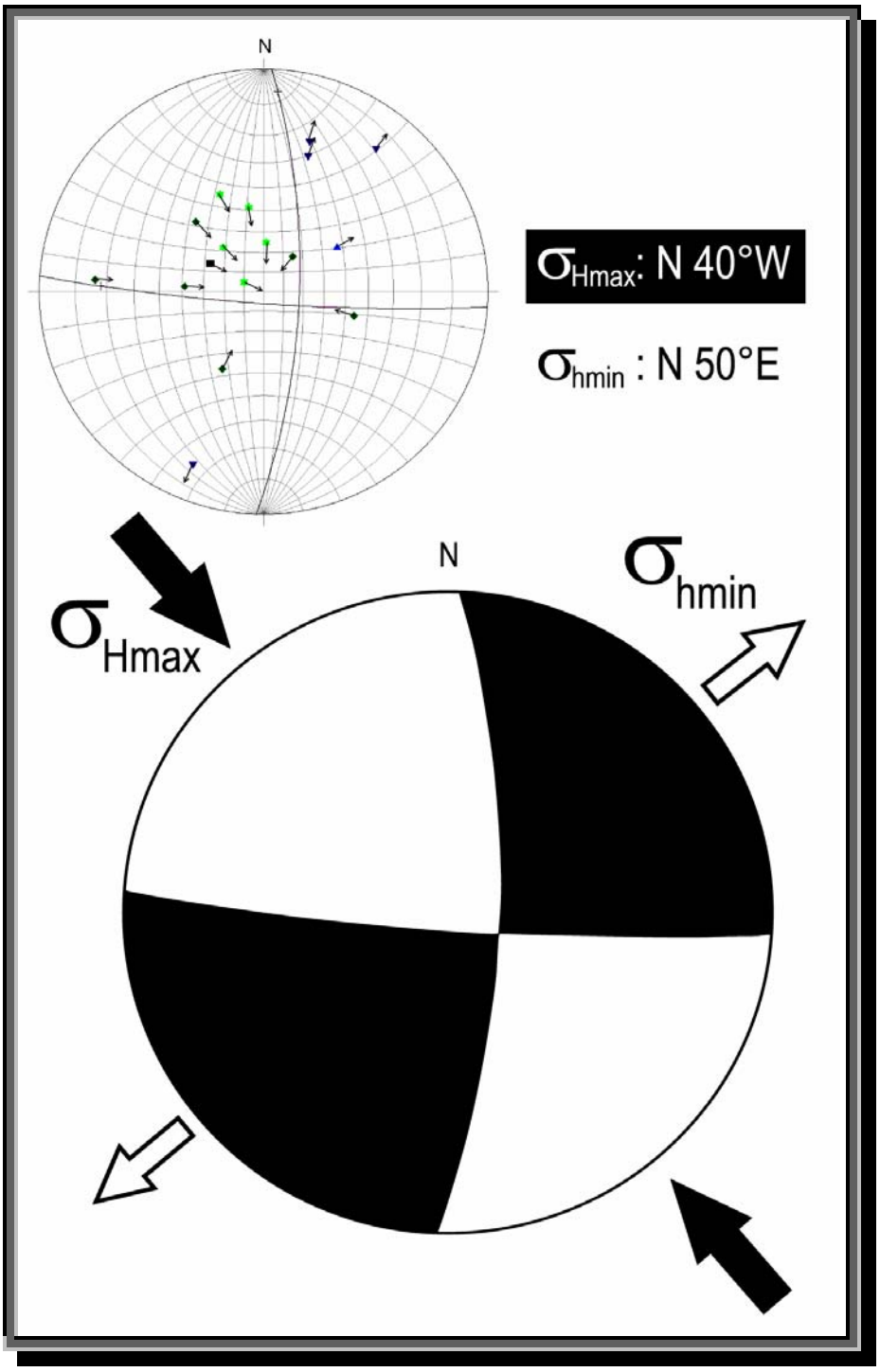


Figura 4-51: Diedros rectos (parte inferior) a partir del agrupamiento de los datos de estrías adquiridos en campo (esquema superior), en donde se expresan las orientaciones preferenciales de los esfuerzos que originaron estas estructuras.

En la Figura 4-52 se sobreponen los datos de esfuerzos de plegamientos en el diedro de la Figura 4-51 usado anteriormente.

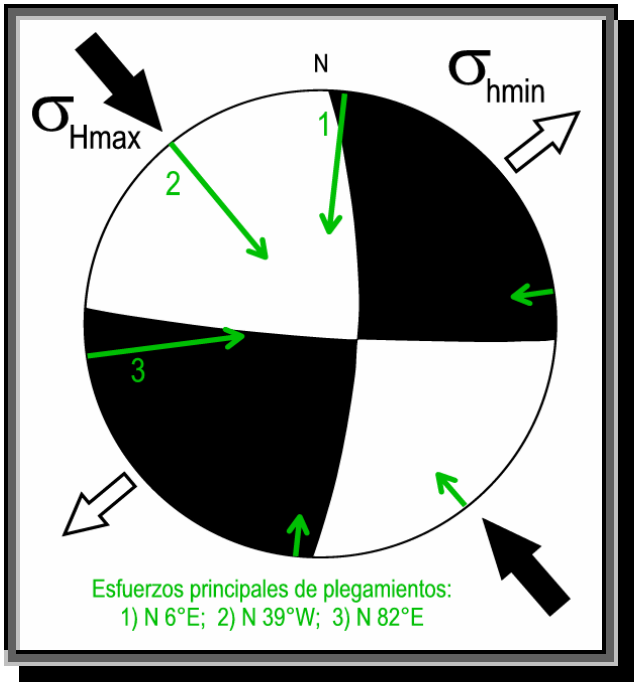


Figura 4-52: Diedros rectos de la Figura 4-51, en el que se sobrepone las tres familias principales de esfuerzos compresivos que han originado las estructuras plegadas.

De todo lo anterior, asumiendo que estas estructuras se originaron contemporáneamente y los esfuerzos descritos no han variado sensiblemente, se infiere lo siguiente: a) que algunas fallas normales fueron originadas en zonas de fracturas de tensión, causados por el ángulo del esfuerzo σ_{Hmax} deducido anteriormente o con la serie de plegamientos las cuales sus planos axiales tienen una orientación preferencial N 9°W; b) las fallas inversas, en especial aquellas cuyos planos se orientan WSW-ENE y NNW-SSE, se originan para acomodar el acortamiento; c) los pliegues en los cuales sus planos axiales se orientan N 52°E fueron originados por una compresión pura a éstas, siendo el esfuerzo compresivo principal σ_{Hmax} (N 40°W) deducido anteriormente ortogonal a dichos planos axiales;

d) los pliegues descritos en a), causados por esfuerzos compresivos WSW-ENE, pudieron ser originados por el levantamiento de la orogenia andina ocurrida en el Terciario.

Este régimen tectónico en donde el esfuerzo de cizalla principal es NW-SE (N 40°W) en litologías cretácicas que fueron transportadas, sea probablemente el que dio origen al emplazamiento de las Napas de Lara sobre el margen pasivo en el Terciario Inferior (Eoceno).

Es importante señalar que todas las interpretaciones anteriores están sujetas a componentes regionales que no abarcan este trabajo o que no están del todo claras, tal como la rotación de la Cuenca de Falcón, o los desplazamientos causados por la Falla de Boconó, que pudieron haber causado cambios en las orientaciones de las geometrías de las estructuras anteriormente analizadas.

4.3- ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO

La geoestadística es una herramienta basada en la matemática y la estadística que ofrece una manera de describir la variabilidad espacial de datos asociados a la geología con el fin de realizar una interpretación más certera de una región o yacimiento a través de los métodos de estimación de Krigging y los algoritmos de simulación condicional estocástica. Como disciplina, es capaz de proporcionar instrumentos para manejar satisfactoriamente la mayoría de los problemas relacionados con yacimientos y estructuras. Esta herramienta ha resultado ser un excelente puente de integración entre todas las áreas que contemplan las ciencias de la Tierra.

Una vez realizadas las correcciones necesarias a las lecturas gravimétricas y magnéticas hasta el cálculo de la anomalía de Bouguer y de intensidad magnética total, se realizó la interpretación. Una buena interpretación depende de la confiabilidad de los datos, por lo cual se realizó el análisis geoestadístico a través del

cual se determinó la veracidad de éstos por medio de la distribución de frecuencias. También se determinaron los parámetros necesarios para la realización de la interpolación por el método de Krigging, siendo éstos el variograma y la dirección de anisotropía, así como la aplicación de la Bondad de Ajuste para establecer el polinomio de ajuste de los mapas regionales y el cálculo de las respuestas residuales.

4.3.1- Histograma de Frecuencia

Por medio del histograma se determina la frecuencia con que se repiten los valores de un rango y devuelve una matriz vertical de números. El criterio geoestadístico que da la confiabilidad de los datos es una distribución normal de la información, entendiéndose por normal, el que todos los elementos de la población objeto de estudio puedan ser representados en una campana de Gauss.

Asumiendo como modelo la distribución de frecuencia se procedió a calcular el histograma correspondiente a los datos gravimétricos y magnéticos. Al observar el histograma de frecuencia de anomalía de Bouguer (Figura 4-53) se aprecia una distribución normal de la variable en el área de estudio. Por ende, se considera que sea posible una interpretación confiable de los datos de gravedad en esta investigación. Por otro lado, el análisis realizado a los datos de intensidad magnética total mostró una distribución normal pero sesgada a la derecha (Figura 4-54), lo cual se puede atribuir a la presencia de valores que representan la existencia de cuerpos ígneos aislados en el centro del Anticlinorio de Falcón.

Dentro del análisis estadístico también se efectuaron cálculos de estadística descriptiva la cual genera un informe estadístico de una sola variable para los datos, y proporciona información acerca de la tendencia central y dispersión de éstos; resumiéndose el análisis en la Tabla 4-2.

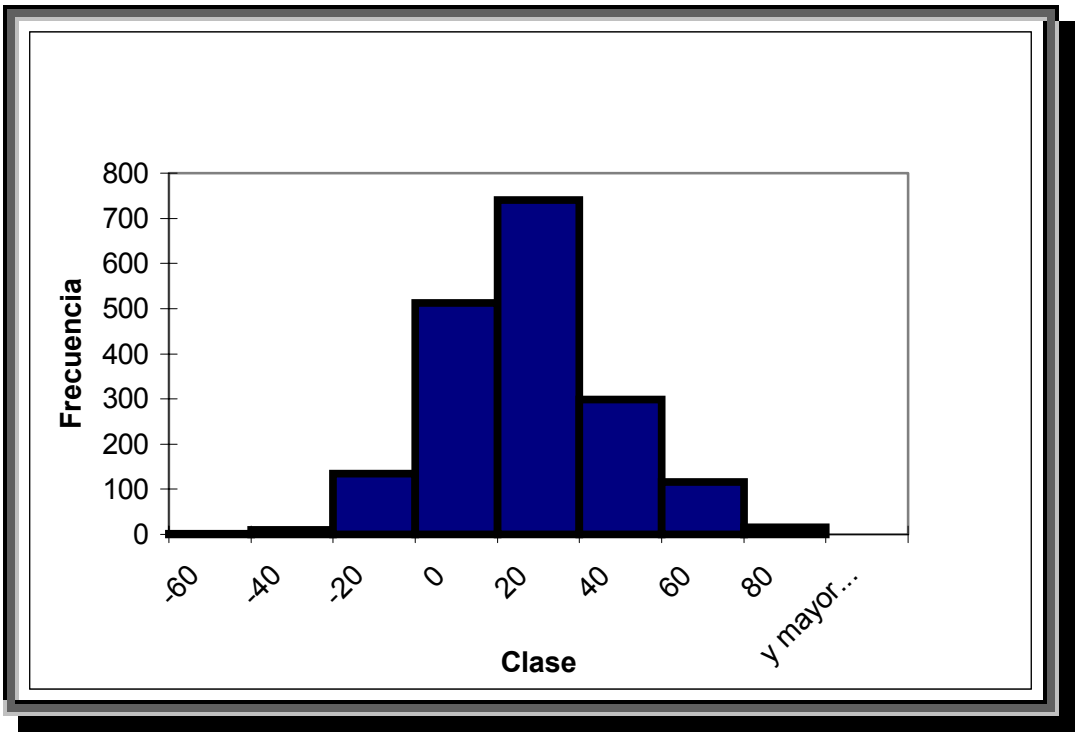


Figura 4-53: Histograma de frecuencia de datos de anomalía de Bouguer.

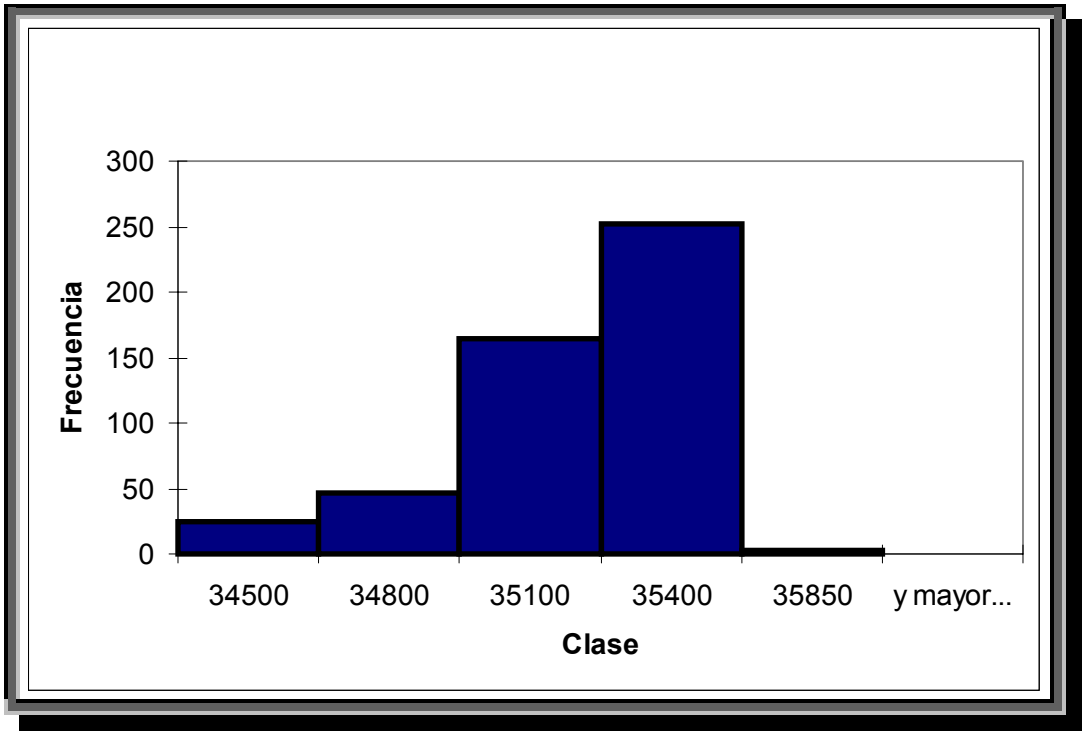


Figura 4-54: Histograma de frecuencia de datos de intensidad magnética total.

Tabla 4-2: Resultados del análisis estadístico de los datos gravimétricos y magnéticos.

Parámetro	Gravimetría	Magnetometría
Media	7,00	35063,68
Mediana	7,97	35116,62
Error Típico	0,48	11,91

De los datos obtenidos se aprecia que el valor de la media y de la mediana de ambos cómputos son muy parecidos entre si, lo cual quiere decir que el valor promedio está muy cerca del valor medio de los datos. En cuanto al error típico de los datos de anomalía de Bouguer, el valor obtenido es de 0.5 mgal, el cual es aceptable, debido a que la base de datos gravimétricos está constituida por distintas fuentes, las cuales pueden ser las causantes de una sumatoria de errores. En el caso de los valores de intensidad magnética total el valor del error es alto, esto se puede atribuir a las áreas con muchos tendidos eléctricos de alta tensión (Barquisimeto y Coro) o zonas con presencia de cañerías u oleoductos (Istmo de Los Médanos).

4.3.2- Método de Krigging

Este método se le aplica a los datos originales para realizar la interpolación en forma plana y estimar el valor de la superficie a regiones dónde ningún dato original existe. Luego de aplicar este método se genera el mapa de contornos. Las ventajas de la interpolación por Krigging son muchas, entre ellas las más resaltante es la de eliminar los efectos de borde. La mayoría de los métodos del Krigging se realizan por medio de un algoritmo de interpolación.

A veces los límites de la interpolación están más allá de los límites de los puntos de los datos originales. Esto puede pasar en las áreas en el mapa en los que no hay datos como a lo largo del borde o zonas grandes que no contienen ningún dato original. Cuando las tendencias no son restringidas por los datos originales, como en las áreas a lo largo del borde del mapa, las tendencias podrían producir valores más allá de los límites de los datos originales

Los métodos de Krigging pueden ser aplicados para dos funciones generales, interpolación exacta e interpolación de suavizado. Realmente se crean mapas de datos interpolados y no de datos crudos originales. Los puntos de los datos originales no permitirán realizar un mapa con valores confiables. Esto no significa que los mapas de contornos no sean representaciones exactas de los datos originales.

Este método considera la correlación espacial entre los datos mediante la función de variograma. De este último se obtendrá a partir de una gráfica la información que permitirá una óptima interpolación.

4.3.3- Variograma

El variograma representa el promedio de las diferencias entre muestras separadas por una distancia cualquiera. Los variogramas estudian la variabilidad espacial de los datos. La interpolación que se aplica a los puntos de los datos durante los cálculos de los contornos para la realización de mapas, es función directa del modelo del variograma.

El variograma modela incorporando tres componentes, por lo cual hay más de quinientas posibles combinaciones de modelos del variograma. Cada uno de los tres componentes puede seleccionarse de siete funciones de los variogramas comunes: Esférico, Exponencial, Lineal, Gaussiano, Agujero-efecto, Cuadrático y Racional Cuadrático. Cada uno de los componentes permite la especificación independiente de la anisotropía.

Un análisis del variograma detallado puede ofrecer las visiones en los datos que no estarían disponibles y permite una valoración objetiva de la balanza del variograma y la anisotropía.

Los parámetros adquiridos de los variogramas para los datos gravimétricos y magnéticos fueron el ajuste y el error**.** Para ambos análisis, el tipo de variograma que se ajustó a los datos fue el esférico; el cual por lo general se presenta para tipos de muestreos menos continuos, como es el caso de esta investigación, donde las estaciones adquiridas en campo no se ubicaron a una distancia constante entre si. Por

último, se obtuvo un error para el variograma muy similar entre ambos métodos arrojando un valor de 14,21 para gravimétrico y 15,73 para los datos magnéticos (Tablas 4-3 y 4-4).

Tabla 4-3: Parámetros obtenidos del variograma para los datos de anomalía de Bouguer.

Ajuste	Esférico
Error	14,216 %

Tabla 4-4: Parámetros obtenidos del variograma para los datos de intensidad magnética total.

Ajuste	Esférico
Error	15,73 %

4.3.4- Anisotropía

Durante la interpolación por Krigging se establece una dirección preferencial, o dirección de continuidad más alta o más baja entre los puntos de los datos. Con la anisotropía se manifiesta la dirección de isotropía en la cual se pueden comparar los datos, la cual es aplicada especificando una proporción que relaciona el peso de los puntos localizados a lo largo de un eje contra el peso de los puntos localizados a lo largo de otro eje. El peso relativo define la proporción de la anisotropía.

En la mayoría de los casos, se necesita emplear la elipse de anisotropía durante el Krigging. Para cada método del Krigging, podrían especificarse las anisotropías de una manera ligeramente diferente.

La anisotropía que rige la tendencia del mapa de anomalía de Bouguer resultó con un rumbo de N 80ºE (Figura 4-55) la cual representa el rumbo preferencial de la estructura geológica de la Cuenca de Falcón, mientras que para el mapa de intensidad

magnética total resultó con un rumbo de N 40ºE (Figura 4-56), coincidiendo con el rumbo de las rocas ígneas intrusivas en el Anticlinorio de Falcón.

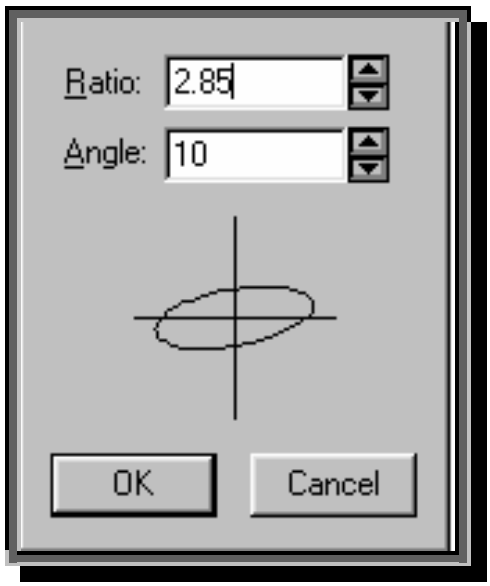


Figura 4-55: Elipse de anisotropía para los datos de anomalía de Bouguer.

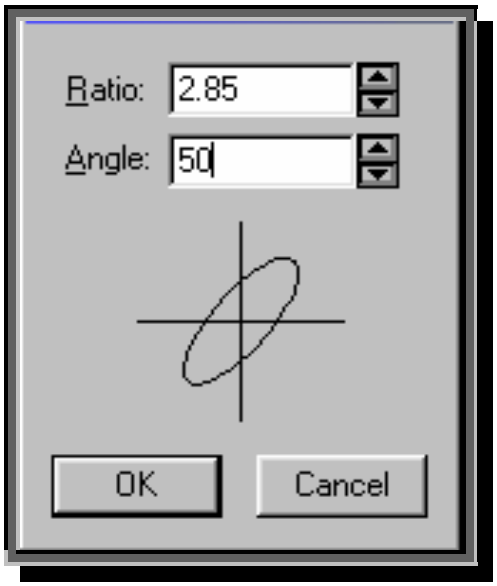


Figura 4-56: Elipse de anisotropía para los datos de intensidad magnética total.

4.3.5- Bondad de Ajuste y Superficies Polinómicas

La anomalía de Bouguer y la intensidad magnética total representan la suma de dos tipos de contribuciones debidas a diferentes fuentes, una regional y otra residual. Dependiendo del tipo de estudio a efectuar, es necesario realizar una separación regional-residual con el fin de destacar o filtrar las anomalías de interés en cada caso.

Si el estudio a realizar es regional, la interpretación puede efectuarse directamente con el mapa total, pues la contribución de los residuales es insignificante. Las anomalías regionales son anomalías de alta amplitud y representan estructuras de la corteza terrestre.

La interpretación de los estudios locales se efectúa con las anomalías residuales que son de menor amplitud y extensión, ya que están asociadas a efectos relativamente cercanos a la superficie, por lo cual es necesario separar las anomalías producidas por uno u otro efecto para evitar que la interpretación sea afectada por el gradiente regional.

Los métodos para esta separación regional-residual son numerosos y consiste en ajustar el conjunto de datos de anomalía de Bouguer a una superficie matemática. Para el ajuste matemático se pueden utilizar los métodos de ajuste polinómico, el ajuste por doble serie de Fourier y la continuación analítica del campo.

La primera etapa en el proceso de interpretación es realizar el análisis de la tendencia regional de las superficies, el cual consiste en seleccionar la superficie de tendencia que más se adapte al conjunto de datos dados. Para ello, se toma en cuenta una serie de parámetros estadísticos que permitan asegurar la confiabilidad del ajuste desde el punto de vista analítico, pero que a la vez debe tener un significado geológico.

Una vez realizadas las superficies de tendencia que describen los datos de anomalía de Bouguer y de intensidad magnética total, a través del método de regresión polinómica, se define qué grado de polinomio se ajusta mejor a los datos, aplicando la fórmula estadística de la Bondad de Ajuste. A través de este método se realizó una gráfica de coeficiente de determinación vs grado del polinomio (Figuras

4-57 y 4-58). Los polinomios de ajuste o superficies de tendencias se realizaron con el programa Surfer® 6.0, a través del cual se calcularon superficies polinómicas de primero (1^{er}) a quinto (5^{to}) grado. Según *Davis* (1973), la fórmula de Bondad de Ajuste viene dada por:

$$100\% \cdot \mathrm{R2} = \left(\frac{\mathrm{SS_R}}{\mathrm{SS_T}} \right) \qquad (4.1)$$

$$SS_R = \sum \hat{Y}^2 - \frac{(\sum \hat{Y})^2}{n} \qquad (4.2)$$

$$SS_R = \sum Y^2 - \frac{(\sum Y)^2}{n} \qquad (4.3)$$

Donde:

Y= Es el valor de anomalía de Bouguer o de intensidad magnética total de cada estación.

$\hat{Y}$= Representa el valores de anomalía regional de cada estación.

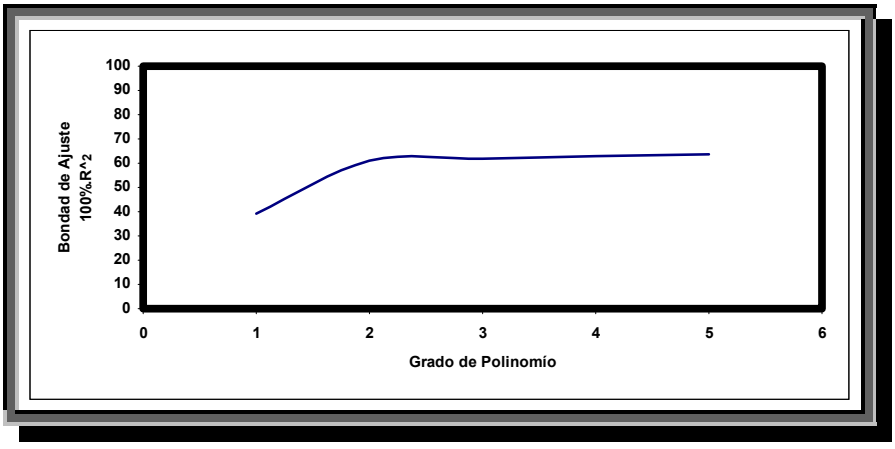


Figura 4-57: Bondad de ajuste de los datos de anomalía de Bouguer.

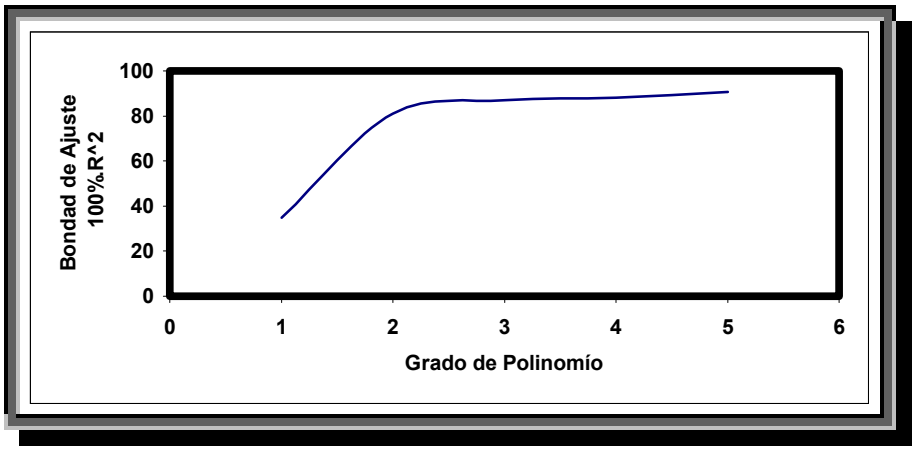


Figura 4-58: Bondad de ajuste de los datos intensidad magnética total.

A partir de las gráficas se determinó que la mejor aproximación es la de segundo (2^{do}) grado y puede ser justificada desde el punto de vista analítico y desde el punto de vista geológico.

4.4- MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER

En el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 4-59; Anexo 2) se aprecia un rumbo preferencial de las líneas isoanómalas de N 70°E, donde los valores de anomalías varían entre -40 y 60 miligales. En el mapa se aprecian curvas isoanómalas muy irregulares, donde la tendencia regional aparece distorsionada por efectos locales de gran magnitud, distribuidos de forma aislada.

Se observa hacia la zona NW un máximo de 60 mgal que corresponde al complejo sub-volcánico estratificado del Cerro Santa Ana. Al norte de esta anomalía se aprecia un descenso hasta los 5 mgal, indicando la acumulación de sedimentos.

Bajando por la línea del transecto en sentido SE se distingue un descenso en el gradiente hasta 1 mgal/km y en el valor de la anomalía, en el sector correspondiente al Istmo de Los Médanos entre la ciudad de Coro y la Península de Paraguaná, se

presenta un mínimo de -10 mgal posiblemente asociado a los importantes espesores de sedimentos contenidos entre la falla de Carrizal y el corrimiento de Mina de Coro (también conocido como Guadalupe o Taima-Taima). Continuando con el mismo recorrido con sentido SE, se observa un máximo de 45 mgal con un gradiente 2 mgal/km, ubico entre la Sierra de San Luis y las serranías adyacentes a la población de Churuguara, zona correspondiente al centro del corredor de estudio la Cuenca de Falcón, cuya sección se caracteriza por la presencia de intrusiones ígneas de edad Mioceno inferior y de litología compuesta de sedimentos provenientes de los alrededores de la cuenca; estas rocas intrusivas reflejan un alto contraste con respecto a los sedimentos, al sur de este sector se observa un descenso de la anomalía describiendo una franja la cual limita el alto gravimétrico del centro de la cuenca con un rumbo aproximado E-W, lo cual podría estar relacionado con el Sistema de falla Oca-Ancón.

Un mínimo de -30 mgal coincide con la zona de Siquisique, donde se encuentra el Complejo Ofiolítico constituido por lavas almohadilladas entre otros (*Bartok,* 1985). Los valores negativos en la anomalía de Bouguer en el área sugieren que los cuerpos ígneos integrantes del complejo sean bloques alóctonos de poca profundidad. Finalmente hacia la ciudad de Barquisimeto se presenta una zona con valores mínimos del orden de -25 mgal orientada en dirección N 70°W, la cual puede atribuirse a una posible prolongación de la falla de Boconó y también a la de unidades metamórficas y sedimentarias que constituyen las Napas de Lara.

4.4.1- Mapas Gravimétricos Regional y Residual

Aplicado el análisis de tendencia y el criterio analítico de la Bondad de Ajuste (Figura 4-57) se determinó el polinomio de segundo grado como el más representativo de la tendencia de mapa de anomalía regional (Figura 4-60) el cual se ajusta a una estructura antiforme con una orientación N 70°E, Se aprecia que la mayor anomalía regional se ubica desde el centro de la cuenca hasta la Península de Paraguaná. Al sur del mapa se observa una tendencia de las líneas a una posición

E-W, evidenciando esto que la fuente de esta anomalía a nivel mantiene esa orientación preferencial.

En el mapa de anomalía residual (Figura 4-61) se expresa el efecto gravimétrico local aislado, por lo cual es fácil reconocer y diferenciar con mayor precisión las estructuras y formaciones geológicas identificadas en el mapa de anomalía de Bouguer. Se destaca la presencia de intrusiones ígneas en el centro de la cuenca con un máximo de 25 mgal, de igual forma se destaca un máximo en la península de Paraguaná, causado por el complejo ultramáfico de Paraguaná. En este mapa también se observa la anomalía al sur de la región de estudio, específicamente en las cercanías a la ciudad de Barquisimeto, donde aumenta la anomalía por la presencia de Las Napas de Lara de origen metamórfico, de edad cretácica y con un de rumbo N 45°E.

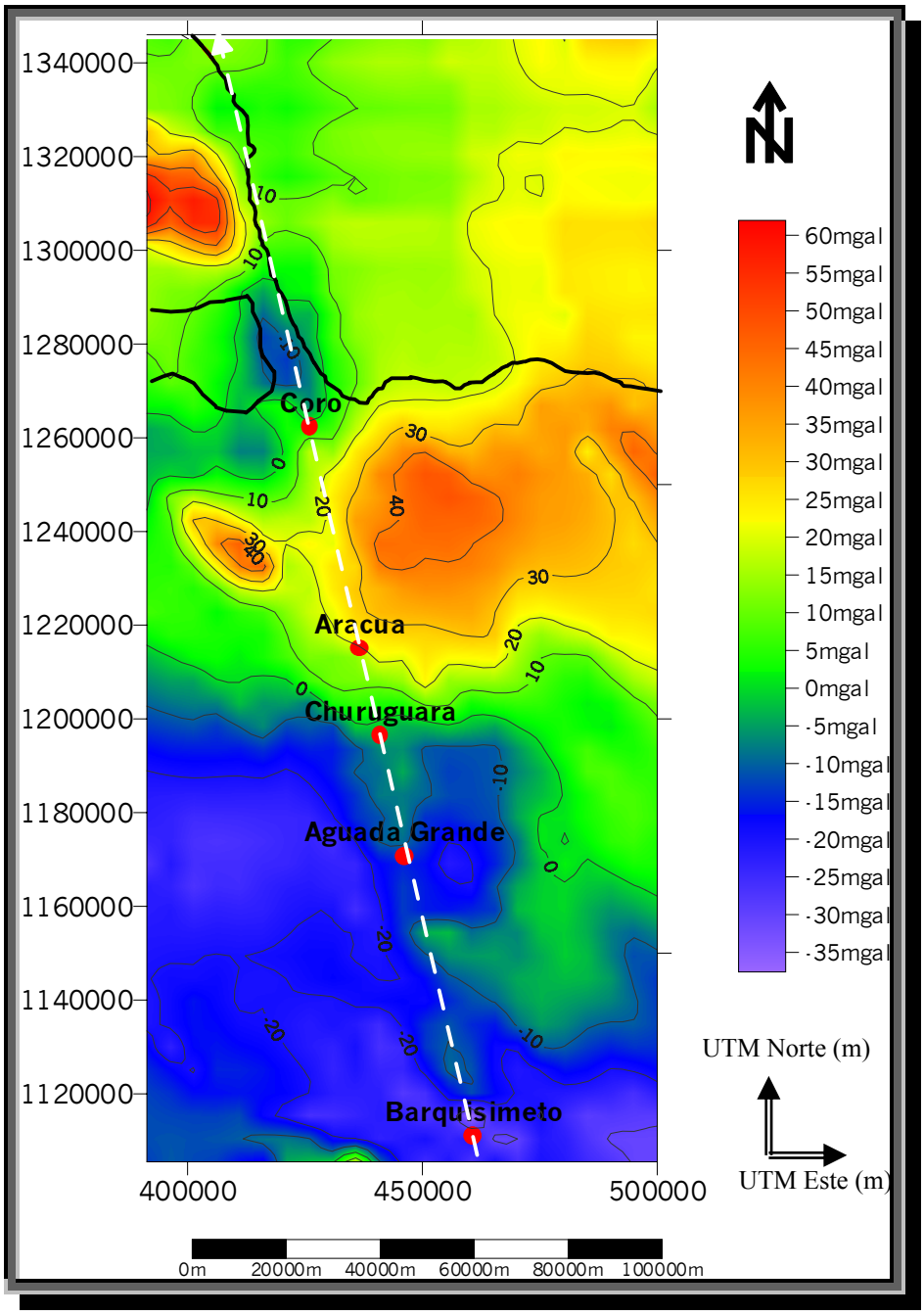


Figura 4-59: Mapa de anomalía de Bouguer para una densidad de 2,35 gr/cm^3. Intervalo entre curvas 5 miligales. La línea segmentada blanca representa el perfil.

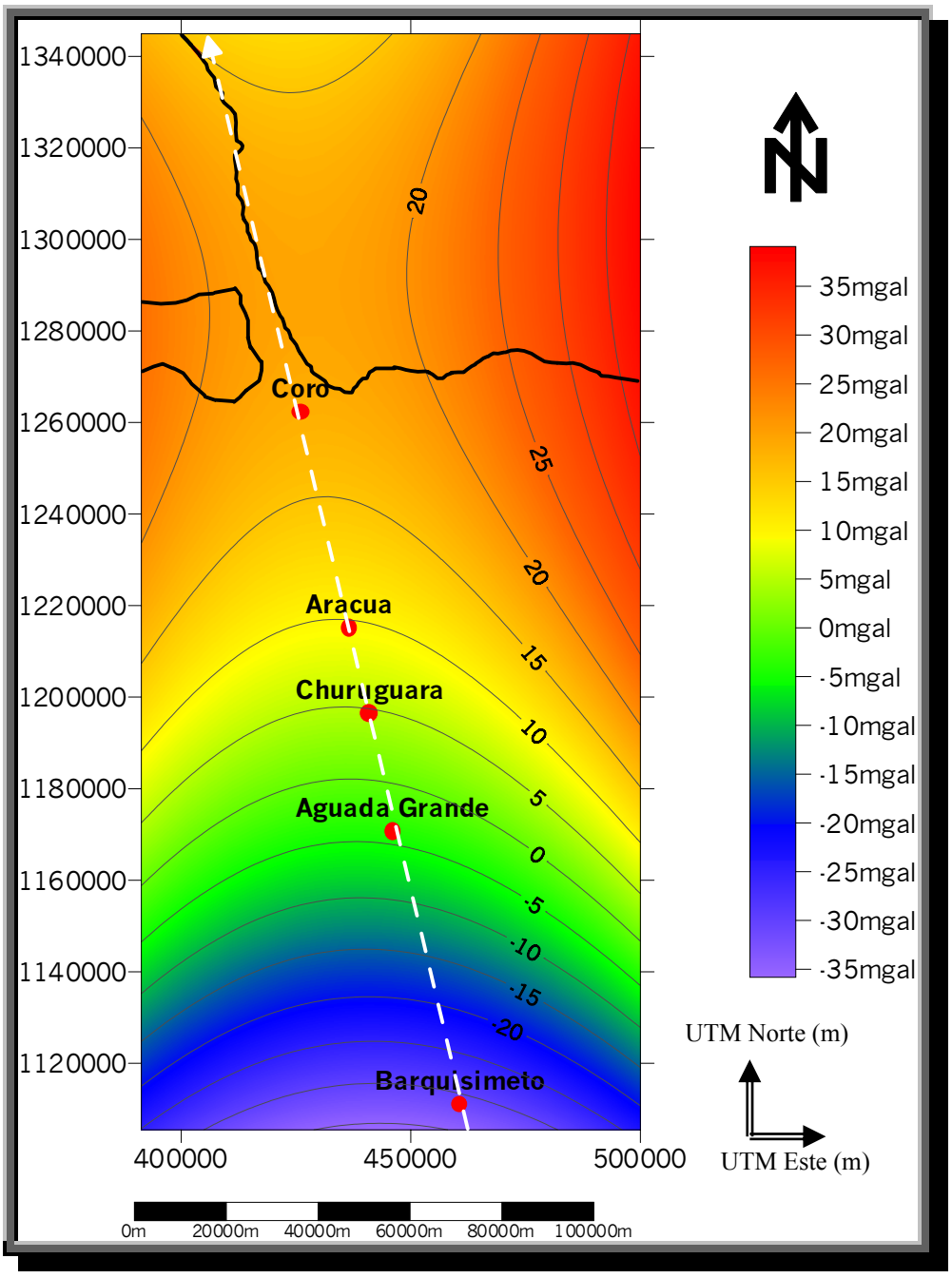


Figura 4-60: Mapa gravimétrico regional de segundo grado para una densidad de 2,35gr/cm^3. Intervalo entre curvas 5 miligales.

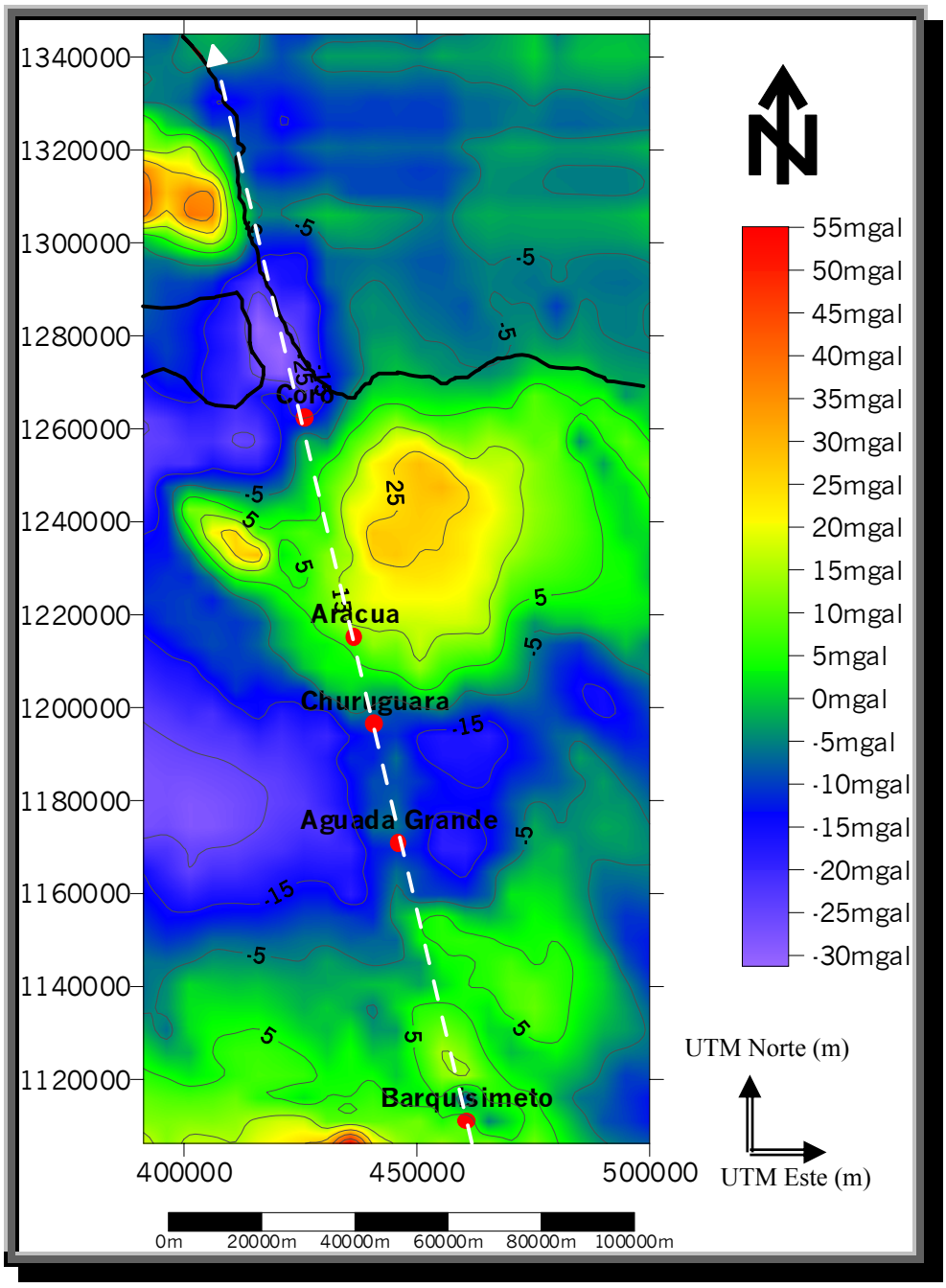


Figura 4-61: Mapa gravimétrico residual de segundo grado para una densidad de 2,35gr/cm^3. Intervalo entre curvas 5 miligales.

4.5- PERFIL DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL

El perfil objeto de estudio construido sobre el mapa de intensidad magnética total (Figura 4-62; Anexo 3) el cual presenta un rumbo preferencial de N 80°E, con un rango de valores entre los 34200 y 35500 gammas, se observaron dos sectores con máximos; el primero hacia la zona de la Península de Paraguaná, con un valor de 35000 gammas correspondiente a los Complejos Ultramáficos de Paraguaná; el segundo se observa en la zona central de la Cuenca de Falcón con un máximo de 35500 gammas coincidiendo con la presencia de intrusiones ígneas, lo cual podría sugerir un adelgazamiento cortical en el centro de la cuenca. Ambos máximos están separados por un mínimo ubicado en la zona correspondiente al Corrimiento de Mina de Coro y la Falla de Carrizal localizadas respectivamente al sur y este de la ciudad de Coro. También se ubica un mínimo hacia el sector SE entre las fallas de Oca y Boconó, con un valor de 34200 gammas, sector donde afloran Las Napas de Lara constituidas por litologías metamórficas y sedimentarias.

4.5.1- Perfiles Magnéticos Regional y Residual

No obstante y como se indicó en el aparte de la adquisición de los datos de intensidad magnética total, estos se concentraron en un entorno muy cercano a la línea del perfil.

Sobre la línea del perfil se construyo el mapa de intensidad magnética total regional para verificar la orientación de la estructura profunda que resulto ser aproximadamente de N80E (Figura 4-63), ubicándose el máximo de la anomalía en el centro de la Cuenca de Falcón, con un valor de 35400 gammas que luego disminuye al sur del perfil coincidiendo con lo observado en el mapa regional gravimétrico.

En el perfil construido sobre el mapa de intensidad magnética residual (Figura 4-64) se observa al sur del transecto un cierre de anomalía positiva, lo cual se presenta por la existencia de afloramientos de formaciones metamórficas; de la misma manera entre la ciudad de Coro y la Península de Paraguaná se distinguió un

descenso en el valor de la anomalía separando la anomalía de la Península de la parte central de la Cuenca de Falcón. Este descenso puede estar relacionado con el tipo de litología y la presencia de fallas en el Istmo de Los Médanos. También se observa un cierre significativo del orden de 100 gammas en el valor de intensidad cerca de la localidad de Aracua, lo cual evidencia que las intrusiones ígneas presentes en esta zona son de carácter local.

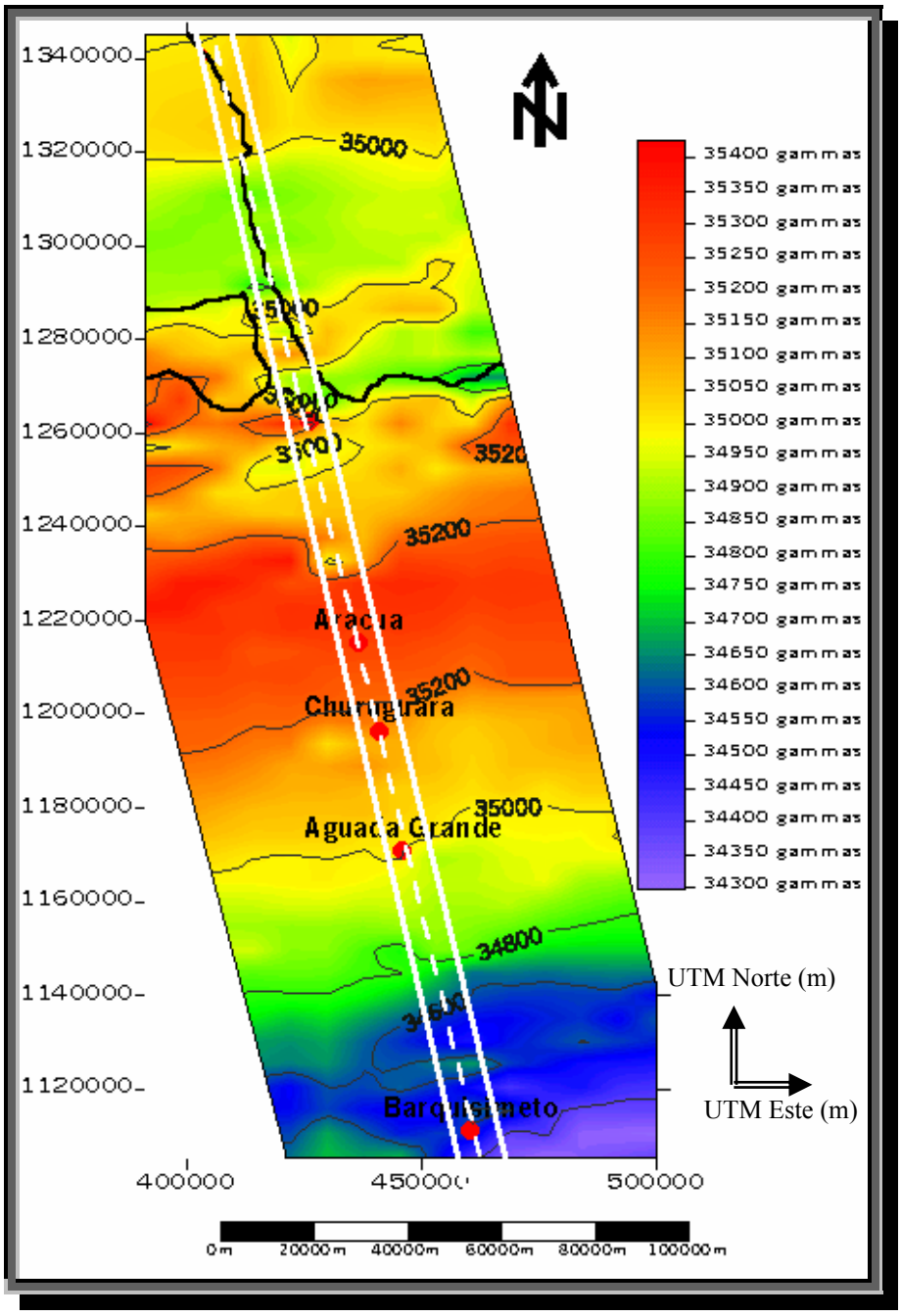


Figura 4-62: Mapa de intensidad magnética total. La línea segmentada blanca representa el perfil. Intervalo entre curvas 200 gammas.

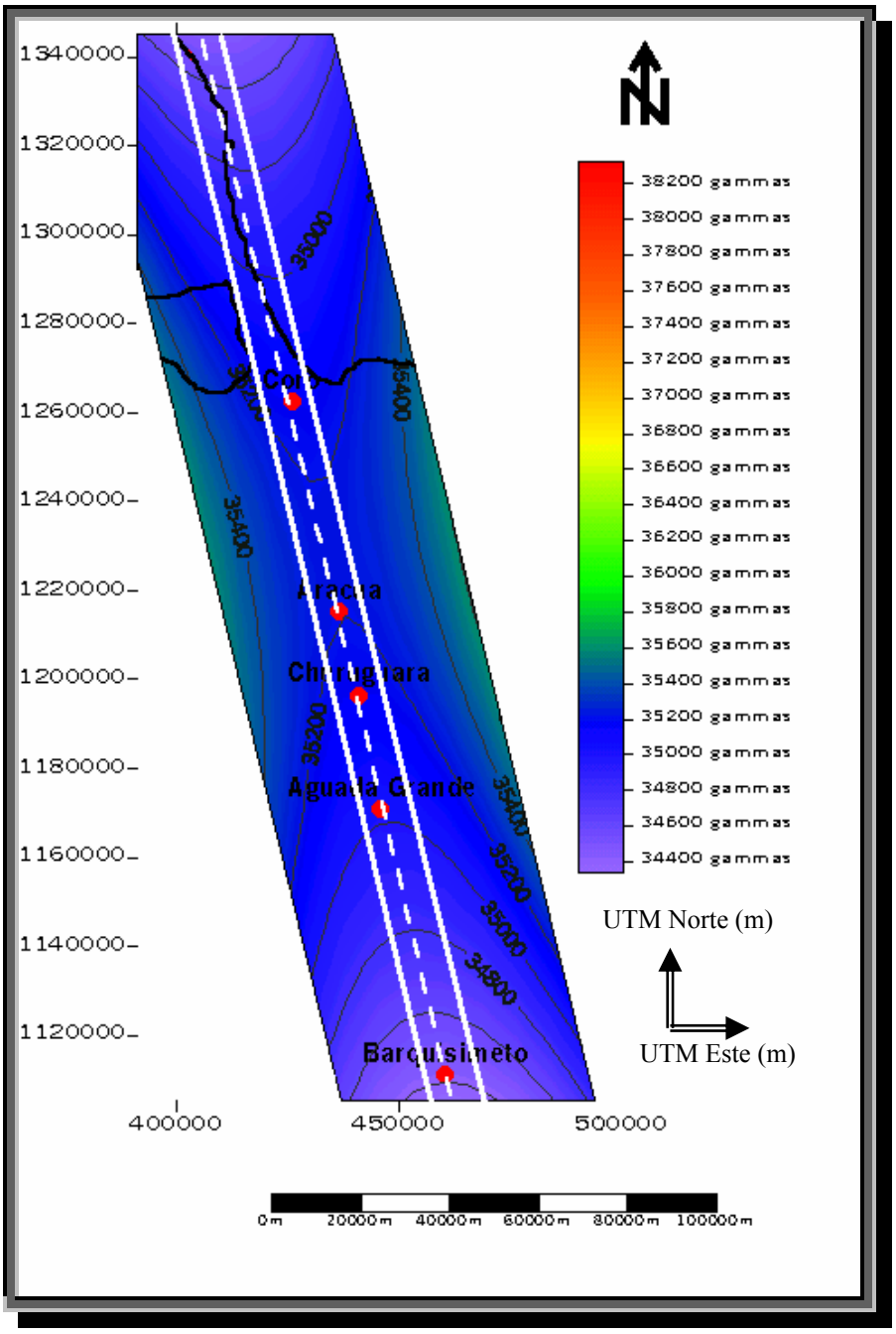


Figura 4-63: Mapa de intensidad magnética regional de segundo grado. Intervalo entre curvas 200 gammas.

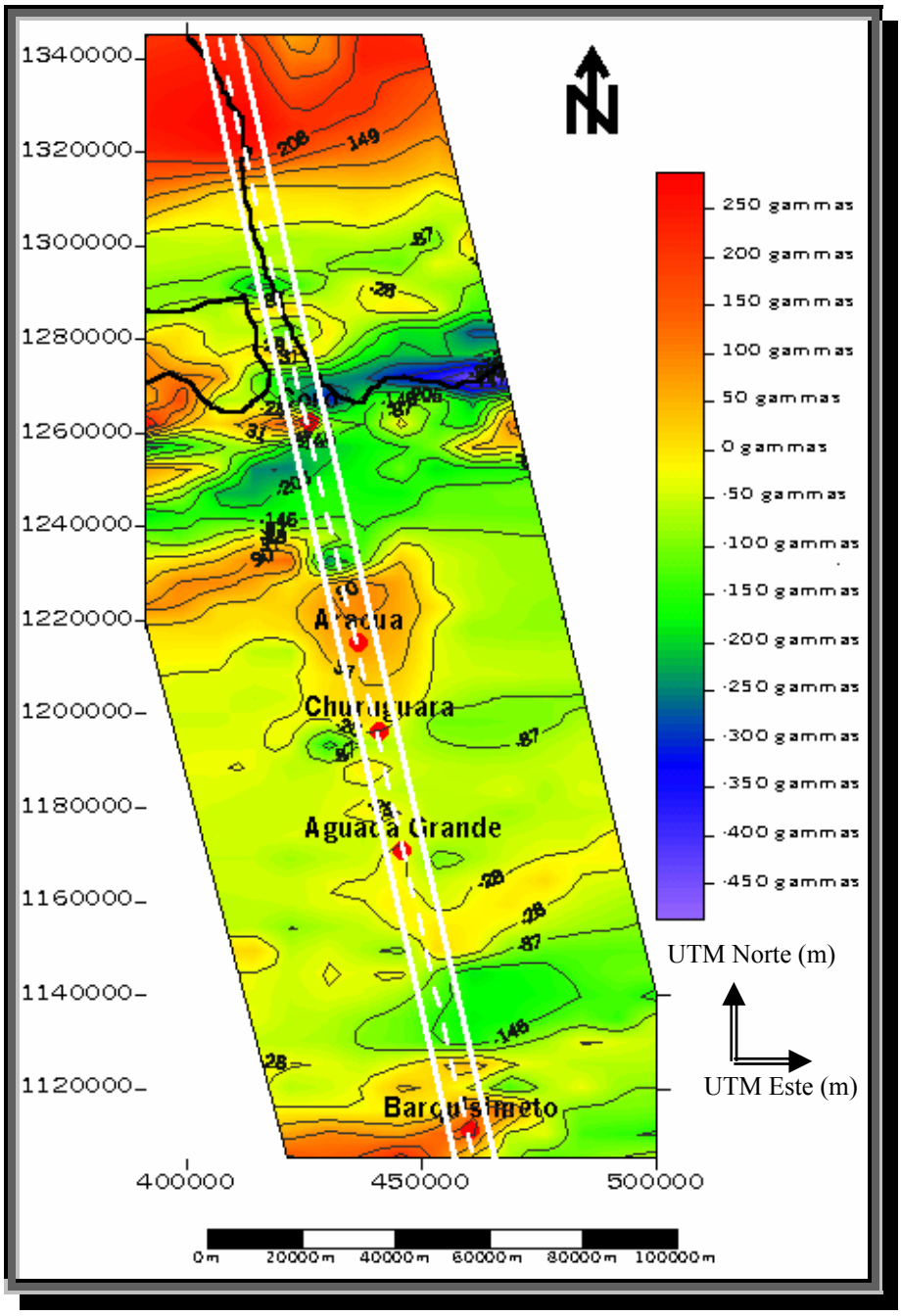


Figura 4-64: Mapa de intensidad magnética residual de segundo grado. Intervalo entre curvas 50 gammas.

5-*CAPÍTULO 5: INTERPRETACIÓN DE PERFILES SÍSMICOS Y DATOS DE PERFORACIÓN*

La interpretación sísmica es utilizada como una herramienta geofísica a partir de la cual se realizan estimaciones de la geometría de los diferentes estratos y estructuras geológicas, basadas en el análisis de las señales producidas por las ondas acústicas que se reflejan en capas subyacentes. El estudio sísmico se realiza a través de secuencias sísmicas, las cuales son unidades estratigráficas conformadas por reflexiones más o menos homogéneas, limitadas en la base y el tope por discordancias o por equivalentes laterales correlacionables con las discordancias.

En los últimos años la interpretación de secciones sísmicas se ha convertido en una herramienta fundamental para la realización de modelos en prospección exploratoria en zonas de interés, utilizando la integración de datos geofísicos y geológicos. Los factores como la calidad y cantidad de datos geofísicos y geológicos, el conocimiento del área, la comprensión estructural y los objetivos de estudio garantizan una buena interpretación sísmica.

El proceso de interpretación sísmica engloba principalmente tres pasos, la identificación de reflectores continuos correlacionables, la determinación de su continuidad y la relación de cada reflector con el horizonte geológico correspondiente. Aparte de los tres aspectos antes mencionados también existe una metodología común para realizar la interpretación. Esta metodología comprende siete aspectos importantes:

1- Recopilación de datos: sísmica, pozos, registros e información de superficie.
2- Calibración de sísmica con pozos y selección de los horizontes.
3- Identificación de las líneas y fallas para definir el patrón.
4- Correlación de los horizontes seleccionados.
5- Correlación de las fallas.
6- Conversión tiempo a profundidad a través de los análisis de velocidades si están disponibles.
7- Elaboración de las secciones estructurales en profundidad.

Es indispensable el correcto manejo de las definiciones para realizar con efectividad la interpretación, la cual dependerá a su vez de la iniciativa y creatividad de los intérpretes.

Dependiendo de las dimensiones del estudio será necesario disponer de secciones sísmicas regionales, preferiblemente en dirección perpendicular al rumbo regional de sus estructuras, con la finalidad de observar si existen los límites entre algún "basamento" que para este caso resultó el tope de las napas (turbiditas según *González de Juana y otros,* 1980). Si el estudio es más detallado será necesario un mallado regular y denso con una sísmica de buena resolución.

La calibración geológica a partir de pozos cercanos a las secciones sísmicas es esencial siempre y cuando se disponga de esta información. Esta calibración con pozos es consecuencia de la noción de escala de los fenómenos a estudiarse, por lo cual se debe estimar el espesor aproximado de las secuencias o fenómenos sedimentarios, ubicándose a una escala que corresponda con la realidad geológica. La correspondencia entre imágenes sísmicas y cuerpos sedimentarios implica el conocimiento de modelos geológicos con características definidas. Es importante reconocer la escala relativa de los fenómenos en las secciones sísmicas, ya que se observan imágenes similares pero con dimensiones diferentes que pueden indicar ambientes de depositación completamente distintos.

La interpretación de secciones sísmicas se realiza luego de entender la estratigrafía (espesor y litología) y conocer la geología de superficie adquirida en campo y de trabajos previos, al mismo tiempo de asumir e interpretar estilos estructurales de deformación.

5.1- TRANSECTOS SÍSMICOS

Los datos sísmicos utilizados corresponden a varios levantamientos 2D, algunos de los cuales presentan poca resolución en los transectos. Para este estudio se

contó con 12 líneas sísmicas para un total de cuatro transectos sísmicos ubicados al norte del estado Falcón (Figura 5-1), con el propósito de aportar datos para la realización del modelo a partir de la interpretación sísmica. Estas líneas se ubicaron entre la ciudad de Coro y la Península de Paraguaná. Los transectos utilizados cubren una extensión N-S de 117 km aproximadamente, y 125 km en dirección E-W. El transecto más extenso en disposición N-S está situado costa afuera subparalelo a la costa este de la península y el istmo, mientras los restantes fueron adquiridos próximos a la línea de costa del estado Falcón (Tabla 5-1).

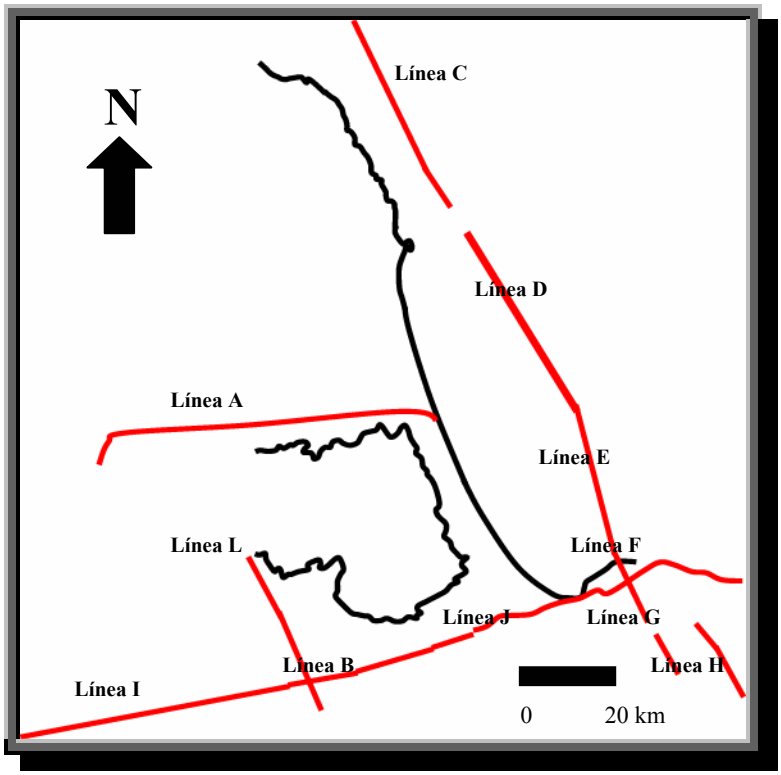


Figura 5-1: Croquis de la ubicación de las 12 líneas sísmicas disponibles para el estudio. Las líneas sísmicas están representadas con trazos rojos.

Tabla 5-1: Transectos sísmicos utilizados.

Líneas	Extensión (km)	Extensión los transectos N-S (km)	Extensión los transectos E-W (km)
C	36,602	116,447	-
F	16,226		
G	9,601		
H	6,336		
D	32,155		
E	21,863		
I	61,094	-	125,992
B	18,271		
J	23,596		
K	23,031		
L	25,317	25,317	-
A	48,154	-	48,154

5.2- DATOS DE PERFORACIONES

La información obtenida de las perforaciones es la más confiable para ser usado en la realización del modelo. Dichos datos deben ser correlacionados con el resto de los pozos disponibles o próximos a la zona, pero puede existir discrepancia geológica entre los mismos, producto de distintas situaciones geológicas y estructuras que dificulten la correlación, por lo cual la información de los pozos es empleada junto con interpretaciones sísmicas que confirmen la disposición y seguimiento de las secuencias.

A lo largo de los 4 transectos sísmicos disponibles se ubicaron un total de 10 pozos, utilizados para la calibración con la sísmica; sólo 7 pozos contaron con información de velocidad para la conversión de tiempo a profundidad, y 9 con información de litologías. En la Tabla 5-2 y Figura 5-2 se observa la ubicación de los pozos utilizados en esta investigación los cuales fueron seleccionados en función de los transectos sísmicos disponibles, así como los registros de cada pozo que se indican en la Tabla 5-3.

Tabla 5-2: Ubicación de pozos utilizados en la interpretación sísmica.

Pozo	UTM Este	UTM Norte
EEV-1	409700	1346275
EFC-12	388191	1342536
EFC-22	384799	1261735
EFC-24	381794	1251159
EFR-3	381840	1251170
LVC-10 A	418905	1297593
LVC-11 A	419200	1319112
LVC-12	442012	1237907
LVC-17	436742	1295303
LVC-26	441481	1267825

Para la calibración de la sísmica con los datos de pozos fue necesario utilizar información de profundidades. La conversión de la sección sísmica en tiempo a una sección en profundidad se logra a través del uso de datos de perfiles de pozos como "check-shots", VSP, y/o a partir de sismogramas sintéticos. En esta investigación se utilizó la información del "check shots" la cual se genera a partir de un equipo que mide el tiempo que tarda en llegar un pulso de onda de sonido generado en superficie a un geófono anclado a una profundidad determinada en el pozo. Es decir, con este registro se miden las velocidades horizontales, interválicas y de subsuelo a través del tiempo desde la superficie hasta el subsuelo, y a partir de éstos se realiza la conversión de los registros sísmicos de tiempo a profundidad. Estas conversiones se presentan en las Tabla 5-4 y Tabla 5-5.

Para unificar los datos sísmicos con la geología presente en la zona se llevó a cabo la calibración de los topes formacionales a través de los pozos (Tabla 5-6). Al mismo tiempo, se realizó el análisis de los registros de densidad para determinar las densidades a utilizar en el modelaje para la litología correspondiente.

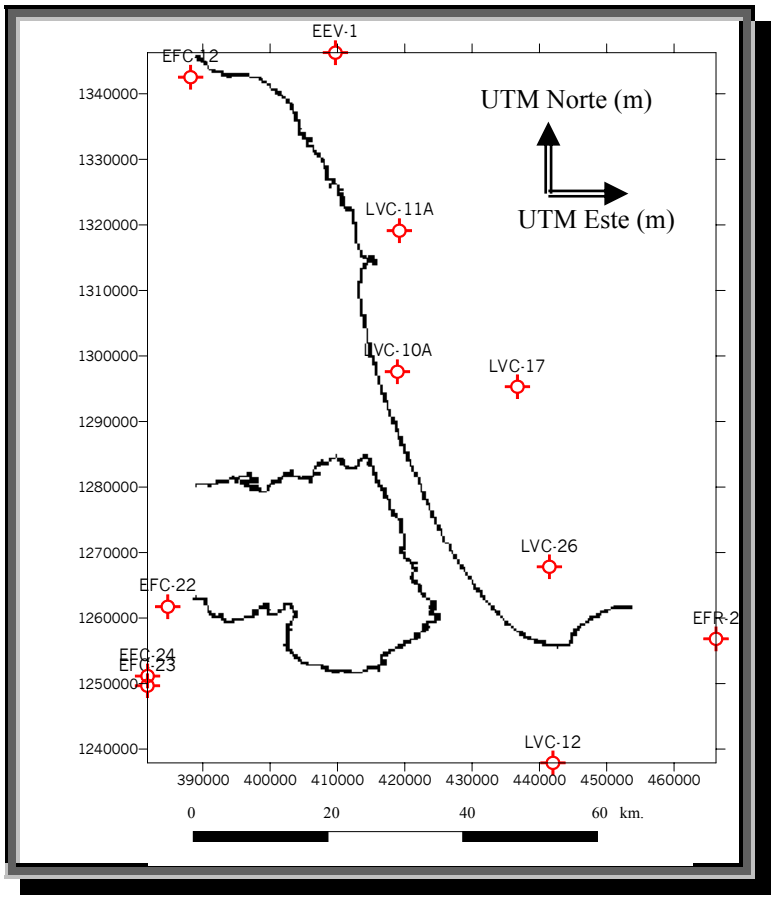


Figura 5-2: Mapa de ubicación de los pozos utilizados. Los pozos están representados en círculos rojos.

Tabla 5-3: Información de registros disponible en los pozos dentro del área de estudio.

POZO	DENSIDAD	CHECK-SHOT	TOPES
EEV-1		X	X
EFC-12	X		
EFC-22		X	X
EFR-3		X	X
EFC-24	X	X	X
LVC-10A	X		X
LVC-11A	X		X
LVC-12	X		X
LVC-17	X	X	X
LVC-26		X	X

Tabla 5-4: Información de profundidades tomada de los registros de velocidad de los pozos EFR-3, LVC-2 y LVC-17.

Pozo EFR-3	
Tiempo (mseg)	Profundidad (km)
218,57	0,199
239,08	0,230
317,94	0,315
398,68	0,419
501,31	0,559
601,66	0,685
657,85	0,771
691,98	0,833
742,13	0,925
806,29	1,042
844,38	1,123
882,45	1,199
922,52	1,278
964,56	1,345

Pozo LVC-17	
Tiempo (mseg)	Profundidad (km)
1137	1,190
1277	1,342
1399,2	1,495
1519,2	1,647
1631,2	1,800
1727,2	1,932
1871,2	2,104
1989,4	2,257
2045,4	2,329
2081,42	2,386

Pozo LVC-12	
Tiempo (mseg)	Profundidad (km)
231,78	0,235
374,46	0,386
441,46	0,479
55,3	0,613
678,96	0,784
79,4	0,954
837,52	1,012
941,72	1,150
107,88	1,302
1182,02	1,440
1312,16	1,625
1322,16	1,640
1378,22	1,729
1446,28	1,820
1486,3	1,882
1580,4	2,064
1656,48	2,216
1768,56	2,448
1808,58	2,521
1862,62	2,643
1924,64	2,765
1986,68	2,902
202,7	2,978
2058,7	3,054
2096,72	3,131
2148,74	3,237
2182,76	3,323
2192,76	3,347

Tabla 5-5: Información de profundidades tomada de los registros de velocidad de los pozos EFC-2, EFC-24 y EEV-1.

Pozo EFC-2	
Tiempo (mseg)	Profundidad (km)
412	0,3791712
550	0,5315712
683	0,6839712
810	0,8363712
929	0,9887712
1049	1,1411712
1171	1,2935712
1239	1,3850112
1309	1,4764512
1373	1,5678912
1434	1,6593312
1490	1,7507712
1554	1,8422112
1610	1,9336512
1668	2,0250912
1720	2,1165312
1762	2,1902928
1930	2,4365712
1986	2,5950672
2056	2,7413712
2078	2,8175712

Pozo EEV-1	
Tiempo (mseg)	Profundidad (km)
700	0,638
990	0,943
1240	1,248
1520	1,552
1800	1,857
2100	2,162
2280	2,467
2400	2,772
2470	2,924

Pozo EFC-24	
Tiempo (mseg)	Profundidad (km)
139	0,152
222	0,244
301	0,335
382	0,427
456	0,518
528	0,610
597	0,701
667	0,792
731	0,884
792	0,975
853	1,067
918	1,158
982	1,250
1046	1,341
1106	1,433
1161	1,524
1216	1,615
1268	1,707
1322	1,798
1372	1,890
1418	1,981
1469	2,073
1519	2,164
1569	2,256
1623	2,347
1674	2,438
1727	2,530
1779	2,621
1829	2,713
1887	2,804
1947	2,896
2009	2,987
2066	3,078
2114	3,170
2147	3,261
2182	3,353

Tabla 5-6. Información de litología disponible en pozos.

Nombre del Pozo	Edad	Formación, Litologías o discordancias	Profundidad (km)	Densidad a partir de los registros (gr/cm^3)
EEV-1	Tope Mioceno medio		1,372	-
	Base del Mioceno medio		2,380	-
EFC-22	Tope del Plioceno		0,060	-
	Base del Plioceno		1,000	-
	Tope del Mioceno superior		1,000	-
	Base del Mioceno superior		1,646	-
	Tope del Mioceno medio		1,646	-
	Base del Mioceno medio		2,360	-
EFC-24	Tope del Plioceno		0,274	2,30
	Base del Plioceno		1,580	2,34
	Tope del Mioceno superior		1,580	2,34
	Base del Mioceno superior		2,390	2,30
	Tope del Mioceno medio		2,390	2,30
	Base del Mioceno medio		2,810	2,40
LVC-17	Tope del Mioceno inferior		2,390	2,45
	Base del Mioceno inferior		2,500	2,45
LVC-26	Tope del Mioceno superior		0,070	-
	Base del Mioceno superior		0,600	-
	Tope del Mioceno medio		0,600	-
	Base del Mioceno medio		1,320	-
	Tope del Mioceno inferior		1,320	-
	Base del Mioceno inferior		1,965	-
LVC-12	Tope Pliopleistoceno		0,04	-
	Base Pliopleistoceno		0,207	-
	Tope del Plioceno inferior	La Vela	0,207	-
	Base del Plioceno inferior	La Vela	1,022	-
	Tope del Mioceno superior	Caujarao	1,022	-
	Base del Mioceno superior	Caujarao	1,431	-
	Tope del Mioceno medio	Socorro	1,431	-
	Base del Mioceno medio	Socorro	2,347	-
		Discordancia	2,347	-
	Tope del Mioceno inferior	Agua Clara	2,347	-
		Agua Clara	2,581	-
		Discordancia	2,581	-
	Base del Mioceno inferior	Cauderalito	2,581	-
		Cauderalito	2,614	-
		Discordancia	2,614	-
		Arena basal	2,614	-
		Arena Basal	2,64	-
		Discordancia	2,64	-
		Basamento	2,64	-
		Basamento	2,70	-
LVC-11A	Tope Pliopleistoceno		0,05	-
	Base Pliopleistoceno		0,16	-
	Tope del Plioceno inferior	La Vela	0,16	-
		Discordancia	0,16	-
	Base del Plioceno inferior	La Vela	0,409	-
	Tope del Mioceno superior	Caujarao	0,409	-
	Base del Mioceno superior	Caujarao	0,518	-
	Tope del Mioceno medio	Socorro	0,518	-
	Base del Mioceno medio	Socorro	1,477	-

Nombre del Pozo	Edad	Formación, Litologías o discordancias	Profundidad (km)	Densidad a partir de los registros (gr/cm^3)
		Discordancia	1,477	-
	Tope del Mioceno inferior	Agua Clara	1,477	-
		Agua Clara	1,784	-
	Base del Mioceno inferior	Cauderalito	1,784	-
		Cauderalito	1,83	-
		Discordancia	1,83	-
		Basamento	1,83	-
		Basamento	1,871	-
LVC- 10 A	Tope Pliopleistoceno		0,04	-
	Base Pliopleistoceno		No determinada	-
		Discordancia	No determinada	-
	Tope del Plioceno inferior	La Vela	No determinada	-
	Base del Plioceno inferior	La Vela	1,047	-
	Tope del Mioceno superior	Caujarao	1,047	-
	Base del Mioceno superior	Caujarao	1,331	-
	Tope del Mioceno medio	Socorro	1,331	-
	Base del Mioceno medio	Socorro	2,103	-
		Discordancia	2,103	-
	Tope del Mioceno inferior	Agua Clara	2,103	-
		Agua Clara	2,578	-
	Base del Mioceno inferior	Cauderalito	2,578	-
		Cauderalito	2,695	-
		Discordancia	2,695	-
	Tope Oligoceno superior	Castillo	2,695	-
	Base Oligoceno superior	Castillo	2,915	-
		Discordancia	2,915	-
		Capas Rojas	2,915	-
		Capas Rojas	3,013	-
		Discordancia	3,013	-
		Basamento	3,013	-
		Basamento	3,040	-
EFR- 3	Tope del Mioceno inferior	Agua Clara	0	-
	Base del Mioceno inferior	Agua Clara	0,94	-
		Discordancia	0,94	-
	Tope del Mioceno temprano	Pedregoso	0,94	-
	Base del Mioceno temprano	Pedregoso	1,950	-

Continuación de la tabla 5-6.

Entre los pozos más relevantes se pueden destacar:

Pozo LVC 12: Fue un pozo perforado por la CVP en el bloque del campo de La Ensenada de La Vela. Los objetivos de la perforación fueron investigar la acumulación de hidrocarburos en calcarenitas basales de la Formación Socorro y penetrar el basamento fracturado. Este pozo fue perforado al sureste del pozo productor MIR-4X en un alto estructural bien pronunciado, limitado al norte por la falla de La Vela de rumbo aproximado E-W y buzamiento fuerte hacia el este. El cierre de las curvas estructurales contra la falla de La Vela constituyó una trampa estructural con buena acumulación de hidrocarburos que resultó buen productor de gas en la Formación Socorro y un intervalo cercano a basamento.

El pozo LVC-12 fue perforado hasta los 8736 pies y corroboró la secuencia estratigráfica esperada hasta la base de la Formación Agua Clara del Mioceno inferior, donde se encontró la arena basal en forma discordante sobre Agua Clara. El basamento de este pozo lo constituye un metagabro de color verdoso de grano medio a grueso masivo; en el tope se observa una ligera florescencia con el tetracloruro de carbono. El pozo mostró acumulaciones comerciales de hidrocarburos (gas) en la arena basal la cual fue aprobada con resultados satisfactorios.

Pozo LVC-11 A: Fue perforado por la CVP en el campo La Ensenada de La Vela en el estado Falcón, a 6,8 km al sureste de la población de Adícora. El objetivo de la perforación fue investigar las posibilidades petrolíferas en la Formación Socorro de edad Mioceno, donde el Miembro Cauderalito produjo petróleo y evaluar el horizonte basal del Cretácico. Fue perforado hasta los 6148 pies y corroboró la secuencia esperada hasta la base de la Formación Agua Clara del Mioceno inferior, donde se encontró el basamento metamórfico en forma discordante bajo Agua Clara. Este pozo fue abandonado por no presentar acumulaciones de hidrocarburos.

Pozo LVC-10 A: Este pozo fue perforado por la CVP en el campo de La Ensenada de La Vela en el estado Falcón, encontrándose a 25 km al sureste de la

población de Adícora. Fue perforado en una estructura monoclinal de rumbo N 15ºW y buzamiento suave al norte; esta estructura ésta cortada al oeste por la falla de Los Médanos y al este por una falla normal que buza al este con desplazamiento de 150 pies. Fue perforado hasta los 9980 pies sin encontrar ninguna acumulación comercial de hidrocarburos. El estudio micropaleontológico indica que el aumento brusco de la fauna bentónica en la sección de la Formación Caujarao son un fuerte indicio para señalar que esta formación fue depositada en ambientes de sedimentación de aguas poco profundas. El Miembro Cauderalito de la Formación Agua Clara no se encuentra desarrollado como en los otros pozos perforados en La Ensenada de La Vela, lo cual puede haber sido afectado por el mismo ambiente de sedimentación. Con la perforación del pozo se cumplieron totalmente los objetivos propuestos al penetrarse la columna estratigráfica esperada pero sin lograr encontrar ninguna acumulación petrolífera comercial en la sección perforada. Se penetraron 210 pies en el basamento, el cual resultó impermeable. Este pozo fue abandonado seco sin correrle revestidor por no presentar arenas contentivas de hidrocarburos.

5.3- INTERPRETACIÓN SÍSMICA

La interpretación de los horizontes sísmicos se llevó a cabo con base en dos premisas fundamentales. La primera es la continuidad de los reflectores sísmicos, propiedad a través de la cual un evento sísmico puede ser reconocido en trazas sucesivas. Estos pulsos repetidos originan alineaciones que dan características de continuidad a lo largo de las secciones, y la segunda es la correlación, que se refiere al conocimiento de patrones. El patrón puede ser un pulso simple o un grupo de reflexiones que conformen un paquete. La correlación se utiliza principalmente para comparar eventos a través de zonas de discontinuidad o para relacionar reflexiones de una línea. Para la interpretación sísmica se tomaron en consideración cinco líneas:

- Línea A: Es una línea ubicada cerca de la costa sur de la Península de Paraguaná con rumbo E-W (sobre la autopista vía Punto Fijo). Fue tomada en cuenta porque su extremo oriental, específicamente al este del punto de tiro 800, intercepta al corredor.
- Línea B: Se ubica justo al norte de la ciudad de Coro con rumbo WSW-ENE (Autopista Variante Norte). Al igual que la línea anterior intersecta el perfil.
- Línea C, Línea D, Línea E: Se sitúan costa afuera subparalelas a la costa este del Istmo de los Médanos y la Península de Paraguaná con rumbo NNW-SSE. Aun cuando estas líneas no interceptan el corredor, su condición paralela a éste y su longitud fueron de suma importancia en la interpretación de la geometría geológica del perfil en esta región.

Con base en lo anterior y tomando en cuenta la información de pozos se realizó la interpretación e identificación de secciones geológicas como sigue a continuación.

Línea A: En esta línea se aprecia un reflector continuo (Figura 5-3), el cual evidencia la existencia de una discordancia que delimita en su parte superior sedimentos de edad Mioceno superior a Reciente, delimitando el tope de lo que pudo haber sido el Alto de Paraguaná, el cual ya existía antes de la depositación de los sedimentos del Oligo-Mioceno de la Cuenca de Falcón; esta discordancia ha sido previamente interpretada por *Audemard* (1993, 1995). Hacia el Este se observa un salto normal en el reflector, el mismo podría estar relacionado con alguna traza de la Falla de los Médanos la cual le da forma a la costa este del Istmo (*Audemard,* 1995).

Línea B: Se aprecia al igual que la línea anterior un marcador interpretado como una discordancia entre los sedimentos de la cuenca y el basamento pero a mayor profundidad (Figura 5-4); en ésta se observa un aumento de los espesores de

sedimentos Mioceno superior a Reciente. En líneas generales se evidencia que el basamento aumenta en profundidad hacia el sur. En esta investigación se considera basamento al tope de Las Napas de Lara. Entre las formaciones que están comprendidas tanto en el dominio de la línea anterior como de ésta se encuentran las formaciones Coro, La Vela, Caujarao y Socorro entre otras. Cabe destacar que la importancia de la interpretación de ambas líneas fue la de determinar la profundidad del tope de las napas dentro del corredor para poder correlacionarlo con el resto de las líneas sísmicas.

Línea C, Línea D y Línea E: En estas líneas, dispuestas subparalelas a la línea del perfil, también se observa un marcador que se interpretó como una discontinuidad entre sedimentos Mioceno-Reciente y litologías más antiguas. *Macellari* (1995) identifica a este marcador como el "reflector de Paraguaná" el cual profundiza al sur. En la línea C (Figura 5-5) se observa el reflector de la discordancia fracturada, describiendo una estructura tipo "horst" limitada por una falla E-W, que *Audemard* (1995) identifica como Las Cumaraguas. Al centro de la línea se aprecia una falla inversa de menor importancia que afecta los sedimentos superiores y evidencia el incipiente régimen compresivo. En el extremo norte de la línea D (Figura 5-6) se observa una estructura tipo graben, reflejada por la fractura de la discordancia, limitada al sur con una posible extensión de la Falla de Adícora-Pueblo Nuevo, coincidiendo con *Macellari* (1995) quien apoya que este graben podría contener inclusive sedimentos oligocenos. Por debajo de la discordancia y a lo largo de toda la línea se aprecian una serie de reflectores con poca continuidad (baja resolución de la imagen) que hacen inferir la presencia de posibles estructuras metasedimentarias; por encima de la discontinuidad se aprecia un conjunto de reflectores continuos que representan los sedimentos del Mioceno superior-Reciente que aumentan al sur. En la línea E (Figura 5-7) se continúa apreciando el aumento de la profundidad del tope de las napas hacia el sur al igual que el espesor de los sedimentos Mioceno superior-Reciente; en el extremo sur de la línea se observa la traza de la Falla de Los Médanos según interpretación dada por *González de Juana y otros* (1980) y *Macellari* (1995),

sobre la estructura del tope del Miembro Cauderalito en la Bahía de La Vela. Al igual que en la línea D en ésta se aprecian, por debajo de la discordancia, reflectores que pueden estar relacionados con estructuras metasedimentarias.

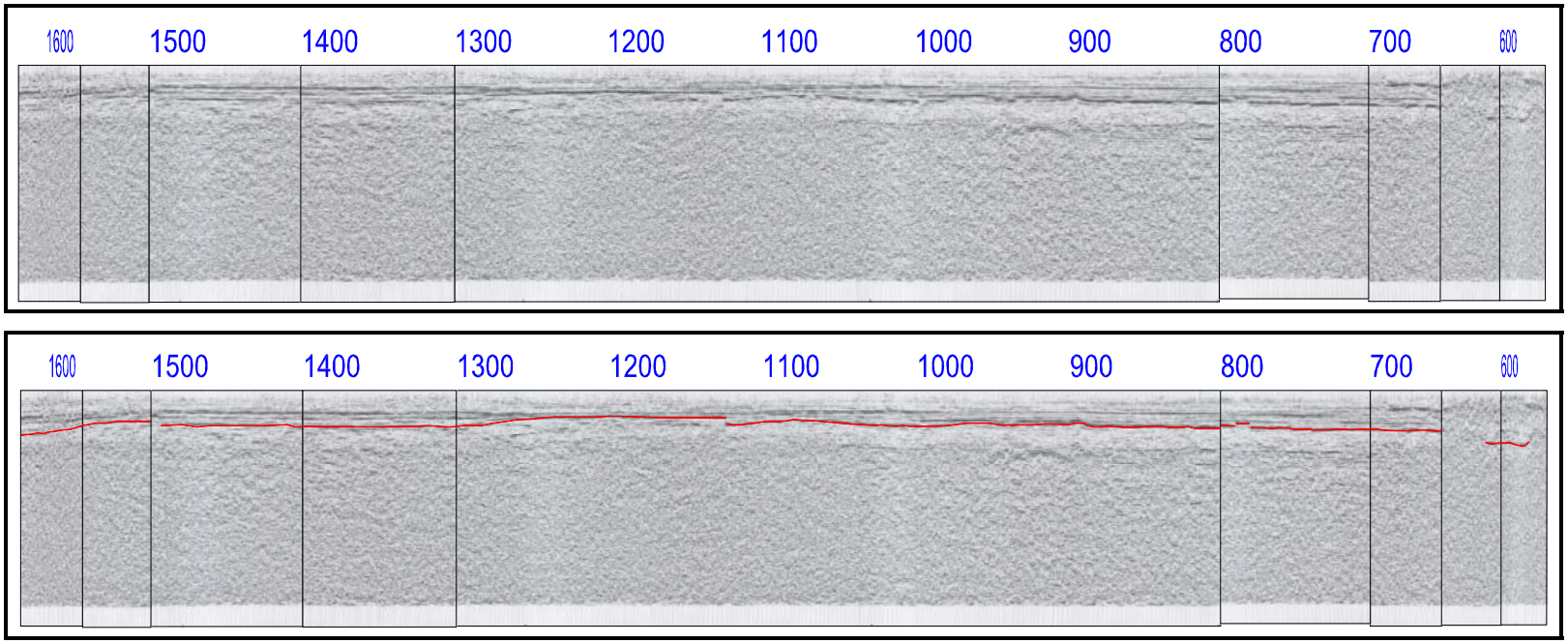


Figura 5-3: Línea sísmica A. La Línea roja representa el "Reflector de Paraguaná" (*Macellari,* 1995).

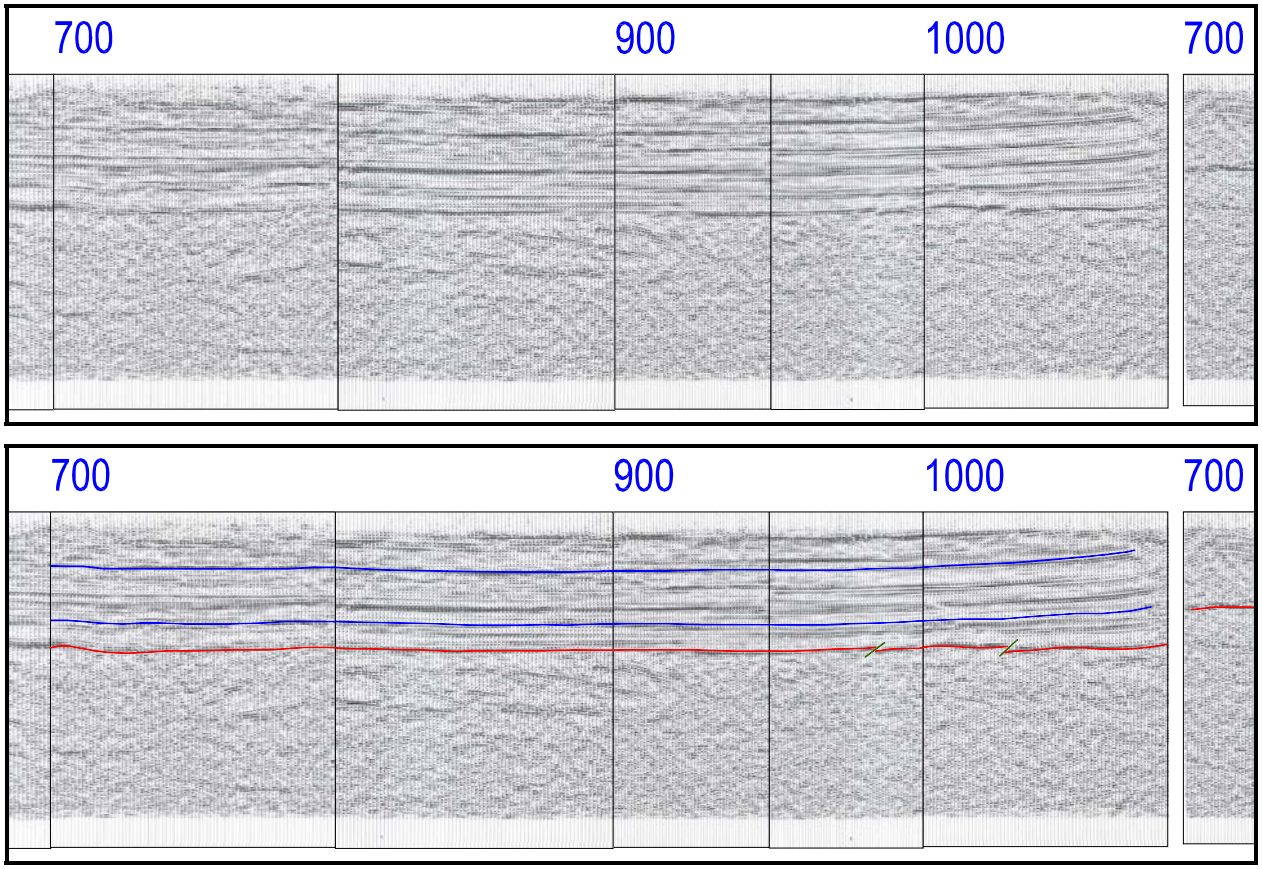


Figura 5-4: Línea sísmica B. La línea roja representa el "Reflector Paraguaná" (*Macellari,* 1995) y las líneas azules son reflectores de formaciones Mioceno Recientes.

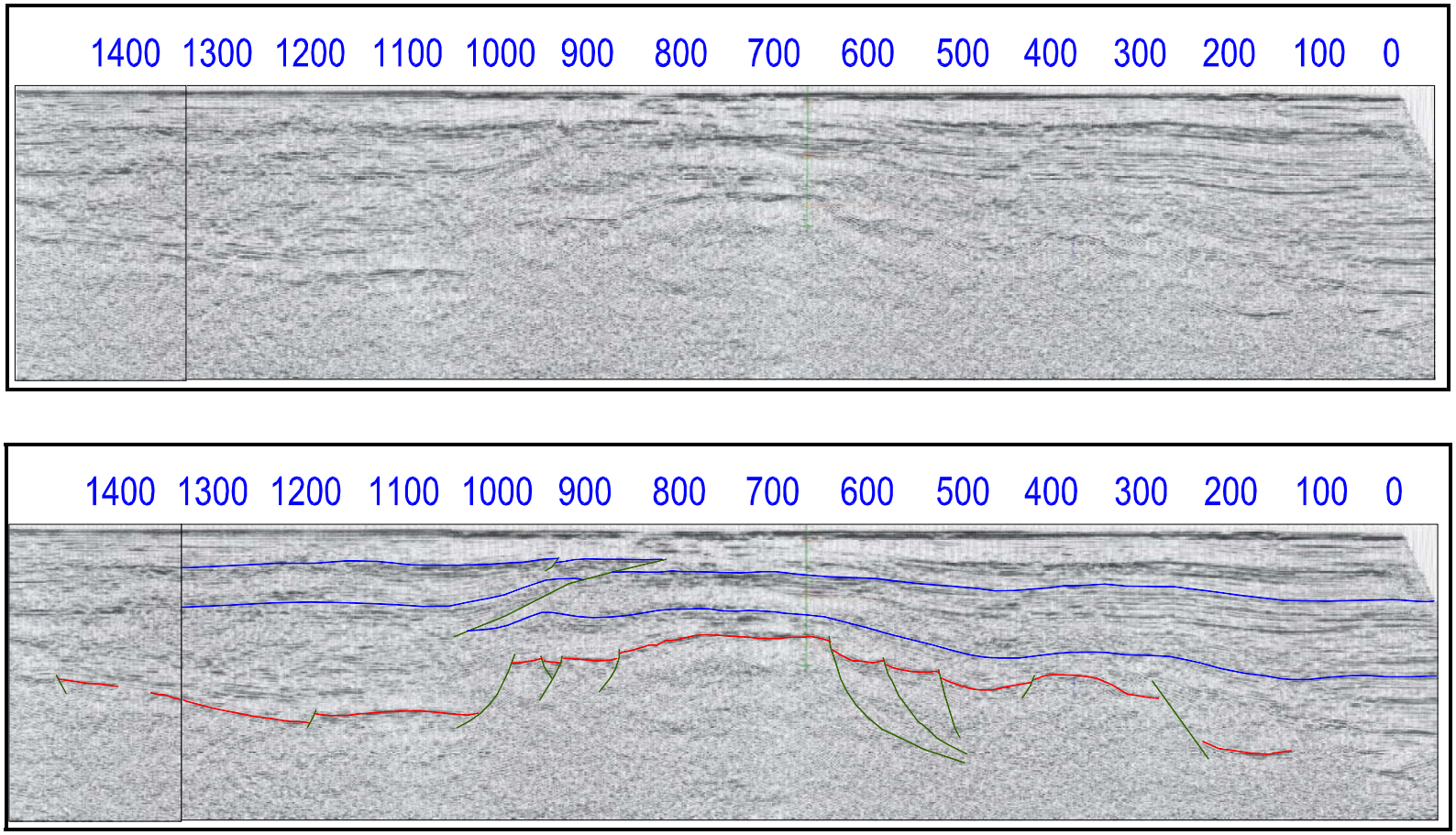


Figura 5-5: Línea sísmica C. La línea roja representa el "Reflector Paraguaná" (*Macellari,* 1995) y las líneas azules son reflectores de formaciones Mioceno Recientes.

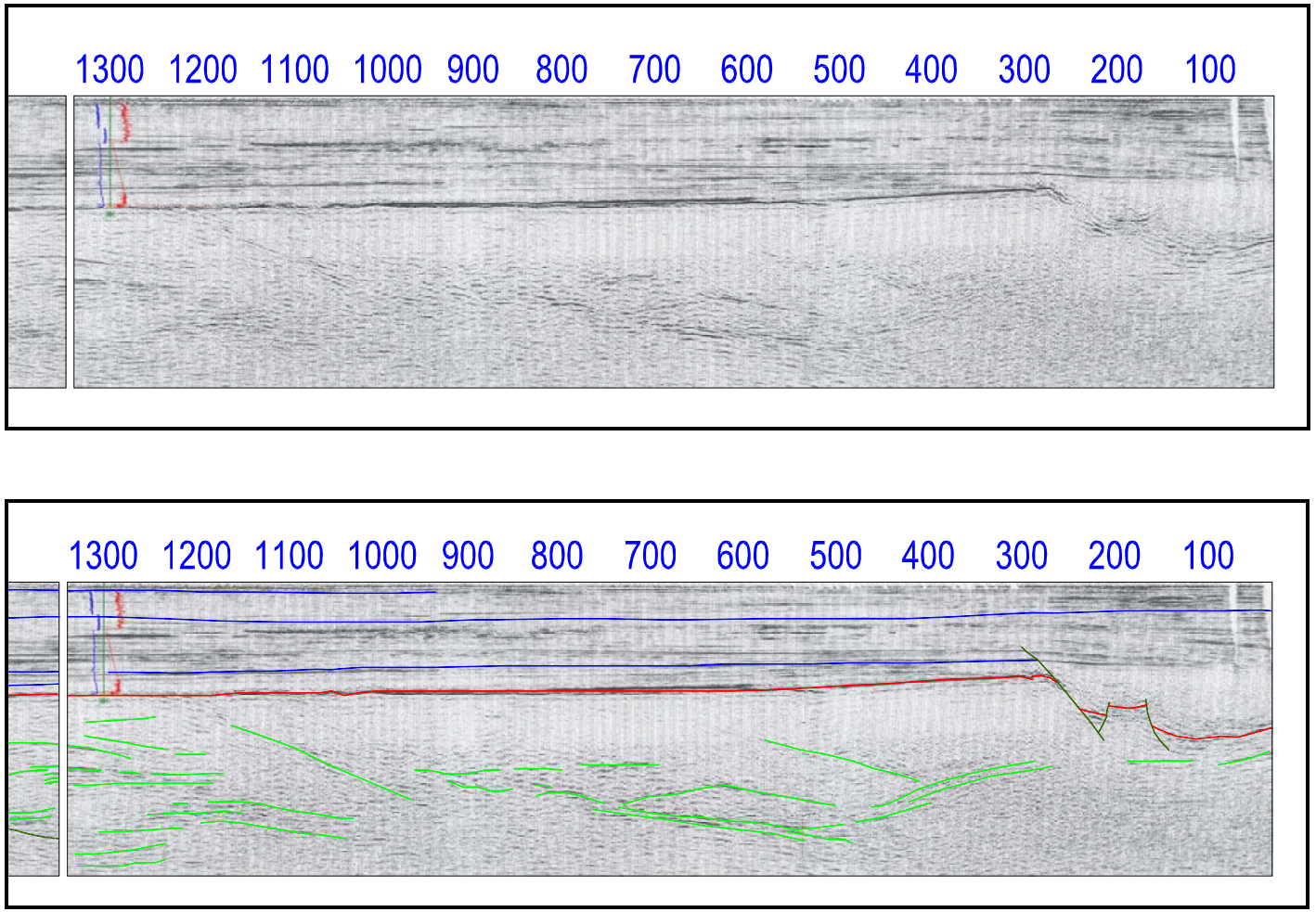


Figura 5-6: Línea sísmica D. La línea roja representa el "Reflector Paraguaná" (*Macellari,* 1995), las líneas azules son reflectores de formaciones Mioceno Recientes y las líneas verdes de formaciones pre-miocenas.

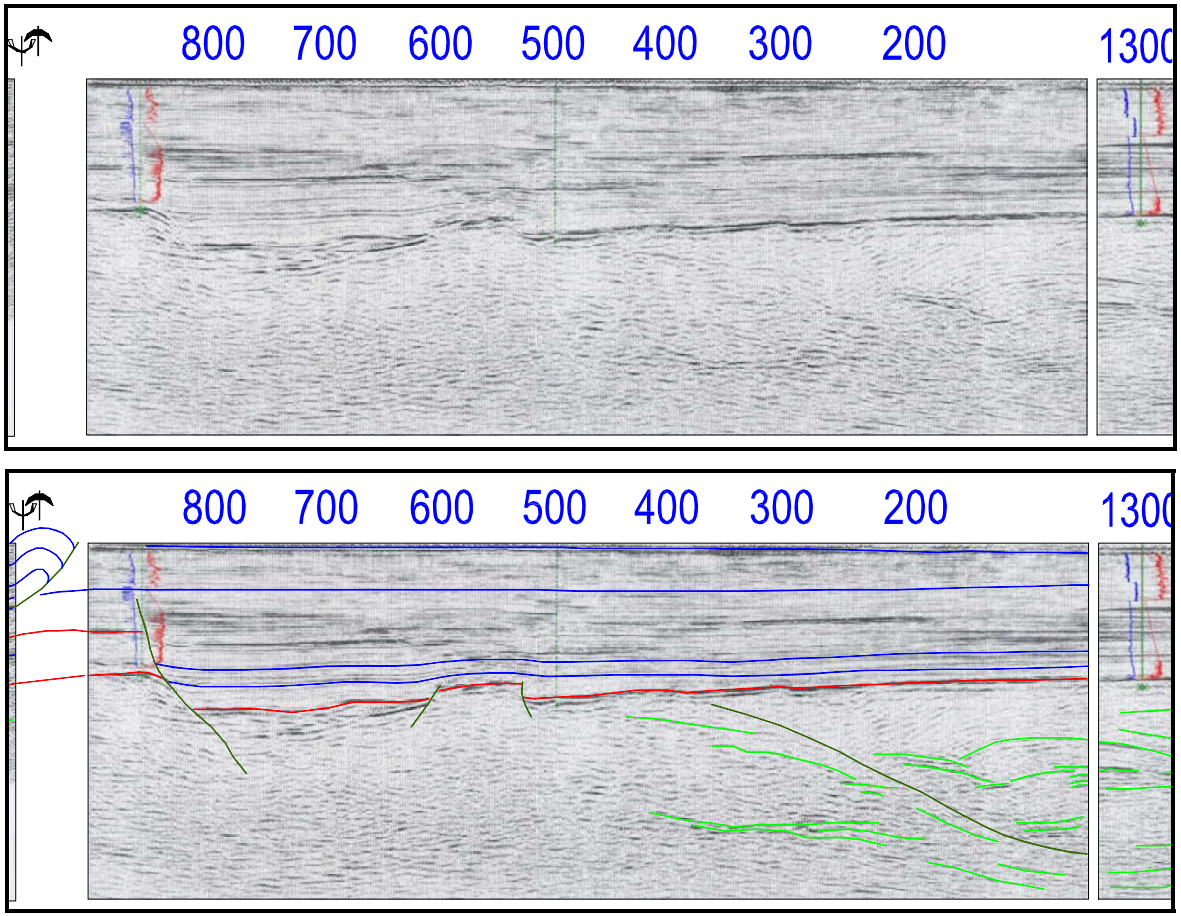


Figura 5-7: Línea sísmica E. La línea roja representa el "Reflector Paraguaná" (*Macellari,* 1995), las líneas azules son reflectores de formaciones Mioceno Recientes y las líneas verdes de formaciones pre-miocenas.

6-*CAPÍTULO 6: INTERPRETACIÓN MODELAJE Y BALANCEO DE LA SECCIÓN GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL Y GEOFÍSICA*

6.1- DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA SECCIÓN

La sección que comprende este trabajo, como se ha referido anteriormente, posee una longitud de 244 km, rumbo N 14°W y cruza de manera perpendicular al rumbo de las principales estructuras geológicas de la región tales como el Anticlinorio de Falcón, así como la tendencia principal de los contornos de anomalía gravimétrica e intensidad magnética total.

En la sección del subsuelo se denotan a primera vista dos estilos estructurales, uno extensivo en las capas inferiores de edad Pre-Cretácico y Cretácico a Terciario inferior correspondiente a las Napas de Lara que afloran al sur y uno compresivo correspondiente a los estratos superiores de edad Terciario Medio a Cuaternario de lo que se conoce como Cuenca de Falcón, expresado en la sección como una serie de estructuras plegadas correspondientes al Anticlinorio del mismo nombre. Por debajo de lo anteriormente mencionado, se sitúan litologías terciarias, cretácicas y pre-cretácicas del margen pasivo, que se transforman o acoplan a una corteza transicional de menor densidad que delimita al norte con la lámina ("slab") de subducción de la Placa Caribe.

Los sistemas de falla se agrupan en (a) sistemas normales al norte, (b) sistemas inversos entre la ciudad de Coro y el centro del Anticlinorio de Falcón, (c) sistemas transcurrentes en el centro y sur del perfil y (d) sistemas de cabalgamientos al norte de la ciudad de Barquisimeto. Restaría otro sistema de fallas normales que se encuentran a profundidad en el centro de la Cuenca de Falcón, y que delimitan una estructura tipo graben responsable del paso de material ígneo a los estratos superiores causado por un adelgazamiento cortical en este sector.

6.1.1- Consideraciones para la Construcción del Perfil Geológico-Estructural

Como se ha referido anteriormente en este trabajo, además del perfil base se decidió agrupar los datos en dos perfiles, y que se sitúan a una distancia de 3 km a ambos lados del primero, tal como se observa en la Figura 6-1; de esta manera se agrupan los datos de acuerdo a su "área de influencia, asignándole para los perfiles laterales corredores de 4 km de ancho y para el perfil base de 2 km. Con este criterio se obtiene una construcción más precisa de la geometría de las capas en el perfil central con los datos de superficie que posee el corredor más angosto del grupo; para los perfiles laterales se asignan corredores más anchos para agrupar el resto de los datos dentro del corredor principal, y que la construcción de ambos servirá como referencia para extrapolarlo al perfil central en caso de ser necesario.

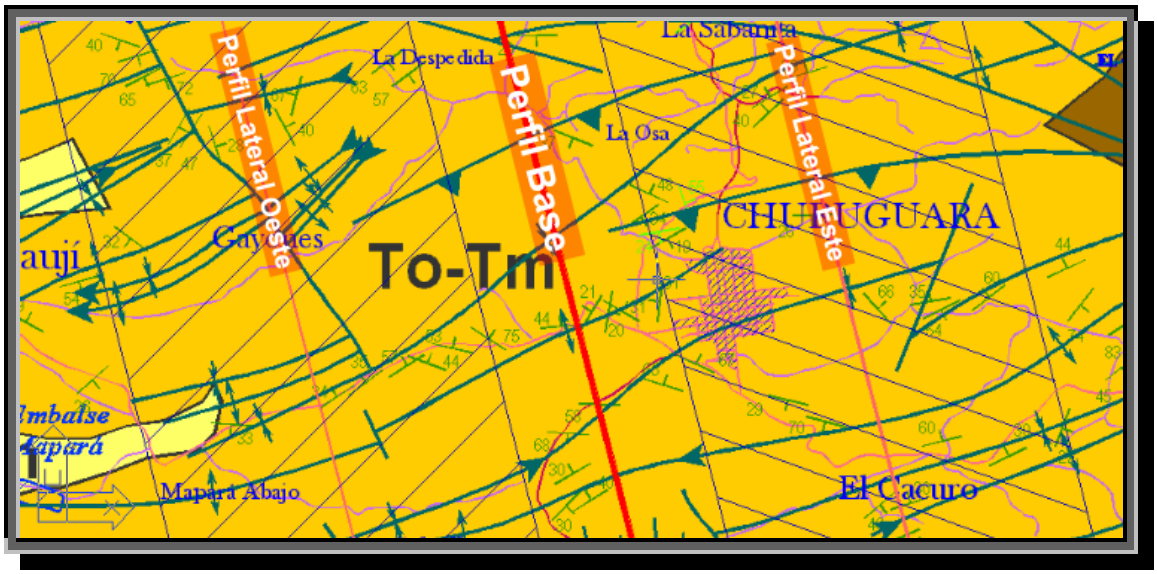


Figura 6-1: Disposición de los subcorredores de influencia de cada perfil expresadas en las bandas con líneas diagonales para los perfiles laterales y la banda central para el perfil base. El ancho total de las tres bandas o corredores es de 10 km que conforma el corredor de estudio.

Para la construcción de estos perfiles se aplicaron los métodos ya descritos en el Capítulo 3 de este trabajo. Tal como se muestra en la Figura 6-2 a, se observa parte de la construcción de algunas geometrías previas al perfil definitivo en un sector de la sección usando el método de "kink", para luego "suavizar" las aristas y pasar al método de retrodeformación (Figura 6-2 b) buscando mantener los espesores entre los topes y bases logrando de esta manera las áreas por cada estrato que precisa este método, manteniendo las geometrías de las estructuras resultantes de los métodos anteriores.

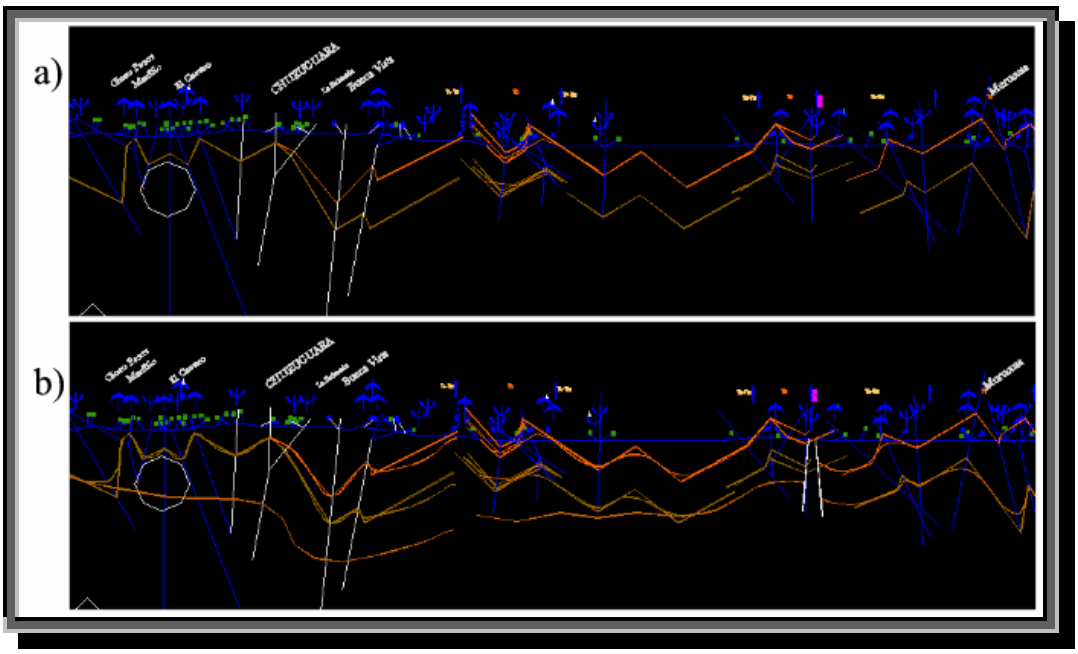


Figura 6-2: Bosquejos de un perfil previo al definitivo. a) Parte de la construcción de un sector usando el método de "kink". b) El mismo sector pero con trazos suaves añadidos englobando las geometrías previas.

6.1.2- Península de Paraguaná - Norte de Coro

Se caracteriza por presentar un estilo tectónico simple distensivo, observado en sistemas de fallas normales y estratos o capas subhorizontales con pocas o ausentes estructuras de deformación. Cabe destacar que las observaciones hechas en

las líneas sísmicas de la zona, indican un leve efecto de compresión en la zona norte, dando a entender un incipiente cambio de esfuerzo tectónico en la región.

En el extremo norte se observa un graben con fallas normales con buzamientos altos que se suavizan en profundidad; estas fallas se identifican en superficie como Falla Las Cumaraguas. En este sistema graben se pudieron depositar estratos de edad Oligoceno, referidos por *Macellari* (1995); al sur se ubica otra falla normal correspondiente a la Falla de Adícora, de similar orientación a los anteriores.

La Falla de Adícora-Pueblo Nuevo, tal como se ha reconocido previamente, delimita claramente un bloque deprimido, anteriormente descrito, y uno levantado hacia el sur correspondiente a un alto conocido como Alto de Paraguaná que ya existía antes de la depositación eocena de Falcón, y estaba, conformado para aquel momento por secuencias cretácicas metamórficas que fueron cabalgadas por masas jurásicas y complejos ultramáficos, y que parte de este último conforma el actual Cerro Santa Ana. Este bloque se extiende inclusive por debajo del Istmo de Médanos sin estructuras de deformación importantes, sólo por un engrosamiento paulatino hacia el sur de las secuencias pliocenas con buzamientos de alrededor de 5° al sur.

Las secuencias pliocenas y miocenas de Paraguaná descansan en su totalidad sobre un "basamento" no totalmente establecido, del cual los pozos disponibles no ofrecían información clara o concluyente al respecto, y que en este trabajo se enumeran como secuencias eocenas sedimentarias según observaciones realizadas en las líneas sísmicas disponibles para este trabajo. El único dato real que se tiene de este "basamento" son las descripciones de las perforaciones realizadas en el área, que incluyen filitas y gneises entre otros, material que puede ser arrastrado por secuencias "flysch" mencionadas por *González de Juana y otros* (1980), quienes establecen su tope como parte de una discordancia regional de la Plataforma Caribe con la base del Miembro Cauderalito (areniscas rojas) de edad Mioceno.

Este bloque limita con el siguiente mediante una falla normal que buza al norte y corta todas las secuencias terciarias; la misma es parte del sistema de fallas que se extiende por toda la costa norte de la Bahía de La Vela y que a su vez forma parte de la Falla de Los Médanos.

6.1.3- Norte de Coro - Zona Central de la Cuenca de Falcón

El extremo norte de esta sección se caracteriza por la transición a un estilo compresivo de los estratos superiores de edad terciaria que conforman la Cuenca de Falcón y un incremento de los buzamientos hacia el sur de las capas inferiores de edad cretácica.

En este sector se expresan las últimas compresiones sufridas por la reciente cuenca en la zona de interacción en la Placa Caribe, ya sea por el paso subsidente de ésta por debajo de la Placa de América del Sur o por simples colisiones. Estos movimientos originaron una cuenca antepais o "foreland", que facilitó la depositación de sedimentos miocenos, pliocenos e inclusive cuaternarios sobre sedimentos de edades superiores al Mioceno inferior que afloran en el flanco norte de la orogenia más importante de toda la sección, la actual Sierra de San Luis, límite sur de la cuenca antepaís. En el flanco sur de la Sierra las estructuras plegadas caracterizan esta área, contenidas en estratos de edades Eoceno superior a Mioceno inferior.

Parte de esta deformación no pudo ser absorbida por la ductilidad de los estratos de la Cuenca, por lo anterior se originaron corrimientos de similares características con vergencia al norte y que a la vez expresan el transporte tectónico hacia el mismo sentido de estos corrimientos; entre éstas el más conocido es la que se encuentra próximo al sur de la ciudad de Coro, conocido en este sector como el Corrimiento de Mina de Coro, también Guadalupe o Taima Taima en otros sectores, que separa estratos pliocenos del bloque del techo y recientes del bloque del piso, y a su vez este sistema causa el volcamiento hacia el norte de las capas de las formaciones del Mioceno superior. El resto de los corrimientos se agrupa en su mayoría al sur, hasta el piedemonte norte de la Sierra; en el flanco sur de ésta se encuentran dos fallas transcurrentes sinestrales que simplemente desplazan en tres partes una estructura anticlinal.

Todas las capas de edades Eoceno a Reciente descansan sobre estratos eocenos y paleocenos y éstos a su vez sobre formaciones correspondientes al cretácico metamorfizado. Estos estratos Paleoceno-Eoceno sobre los que descansa la Cuenca de Falcón son del tipo *flysch*, afloran al sur de la sección y su existencia es inferida en el subsuelo de la Ensenada de La Vela (*González de Juana y otros*, 1980). La naturaleza de esta litología permitió la coexistencia de dos estilos estructurales diferentes, por encima de su tope un régimen compresivo y por debajo de su base un régimen extensivo principalmente, es decir, poseen la capacidad de facilitar la formación de las estructuras plegadas y falladas de la parte superior, pasando por posibles superficies de despegue o plegamientos internos que aumentan internamente su espesor, hasta amoldarse sobre una cuenca tipo graben. Estos estilos aunque corresponden a "Cordilleras Pericontinentales o Pericratónicas", específicamente "Cordilleras Marginales o de tipo Andino" según *Aubouin y otros* (1980), posee ciertas similitudes con estilos estructurales de "Cordilleras Intracontinentales o Intracratónicas" para el caso de los sedimentos la Cuenca de Falcón, que actúa como cobertera, posee sinclinales suaves y anticlinales apretados semejantes a las montañas del Jura, situadas al NW de Suiza (Figura 3-7, página 92 y Figura 6-3.

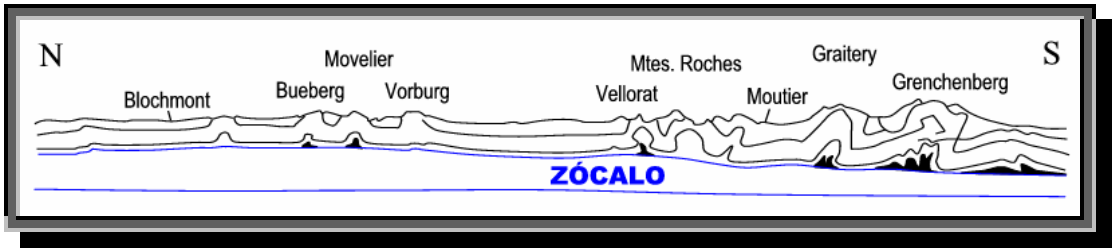


Figura 6-3: Ejemplo de despegue general de la cobertera en el Jura según *Buxtore* (1907; tomado de *Aubouin,* 1980)

En el subsuelo reposan litologías cretácicas del alóctono y éstas a su vez sobre las litologías del autóctono de margen pasivo, todas deformadas por el colapso del graben y posterior compresión tectónica reciente de la región.

Todas estas secuencias fueron intrusionadas por rocas ígneas basálticas, a través de una zona de fisura lineal localizada en la corteza, en el centro de la Cuenca de Falcón, y originada por la extensión progresiva del graben. Debido a las deformaciones compresivas durante y después del Mioceno es posible que la columna ígnea intrusiva se encuentre fracturada y diseminada en el subsuelo, según conclusiones de los datos magnéticos realizadas en campo.

6.1.4- Zona Central de la Cuenca de Falcón - Norte de Aguada Grande

La estratigrafía en este sector es muy similar a la discutida en el apartado anterior, salvo que se concentra un número importante de fallas inversas y transcurrentes correspondientes con el Sistema de fallas Oca-Ancón Afloran también otras litologías no depositadas *in situ* a diferencia de la Cuenca de Falcón, tal como ocurre con el flysch que forma parte de Las Napas de Lara y una unidad de ofiolitas.

En el área entre las poblaciones de Churuguara y Aguada Grande, principalmente en las adyacencias de la primera, el Sistema de fallas Oca-Ancón se expresa en superficie como una serie de fallas con orientaciones de WSW-ENE a NW-SE, con una anchura no mayor a 20 km, que forman entre sí una estructura tipo "cola de caballo" como posible terminación de este sistema o un "puente" que busca unirse con otro sistema que busque prolongarse (*Soulas y Giraldo*, 1994). En la sección este sistema de fallas se expresa en trascurrentes e inversas, estas últimas dan el carácter transpresivo al desplazamiento del sistema (*Audemard*, 1996; *Giraldo*, com.pers.).

Según los datos sísmicos disponibles de la zona, en el sector correspondiente a este conjunto de fallas se han reportado movimientos a poco más de 20 km de profundidad (datos aportados por *FUNVISIS*), que coincide con el grosor de la corteza adelgazada del centro de la sección, en donde es muy posible que este sistema de fallas, al menos en el área que abarca nuestro estudio, sea producto de una reactivación de fallas normales originalmente formadas en el graben, debido a un

esfuerzo posterior compresivo proveniente de la dirección preferencial NW. Cabe destacar que este sector representa el área más fracturada de esta sección.

Dentro del sector que ocupa el sistema de fallas, se ubican unas unidades que no guardan relación alguna con los sedimentos eoceno-oligoceno de la cuenca, que se componen de litologías de piso oceánico y rocas metamórficas de edad cretácica, conocidas como Ofiolitas de Siquisique (Jurásico) y Formación Barquisimeto respectivamente (las últimas investigaciones no ubican la Formación Barquisimeto aflorando en esta zona sino más al sur), que fueron desplazadas de un nivel inferior de la corteza por el movimiento de las fallas Oca-Ancón, dándole un carácter desmembrado desde el punto de vista superficial.

Finalmente, en las adyacencias de la población de Aguada Grande aflora la secuencia flysch Paleoceno-Eoceno correspondiente a la Formación Matatere, específicamente Matatere III, sobre la cual descansa toda la Cuenca de Falcón, que a su vez sirvió como una zona de transferencia o "molde" entre dos estilos estructurales diferentes entre su tope y base. Es muy posible que esta litología se extienda inclusive hasta más allá del norte de la Península de Paraguaná.

6.1.5- Norte de Aguada Grande - Barquisimeto

Representa el dominio de Las Napas de Lara, que descansan directamente sobre el margen pasivo Cretácico-Terciario, y éste a su vez sobre formaciones jurásicas como la Formación La Quinta que aflora al suroeste del corredor de estudio.

Este dominio se caracteriza por cabalgamientos y corrimientos de grandes longitudes con vergencia al sur y buzamientos suaves que facilitan el emplazamiento contra el margen pasivo, agregándose una serie de fallas transcurrentes que son ramificaciones de una falla principal conocida como Hato Viejo situada al oeste de la sección, ésta a su vez es una ramificación de la Falla de Boconó, manteniendo así una orientación subparalela a ésta y que son más jóvenes.

Un ejemplo de estos corrimientos o despegues de gran extensión se observa en los estratos de edad Eoceno debajo de secuencias cretácicas. Esto se debe a que estas

secuencias eocenas, especificadas por *Stephan* (1985) como Matatere II, fueron originalmente sedimentos tipo flysch depositados en una antefosa formada durante una pausa del emplazamiento de las secuencias cretácicas sobre el margen pasivo a principios del Terciario; posteriormente se reanudan las esfuerzos compresivos provenientes del norte ocasionando la reactivación de estos emplazamientos sobre dicho material turbidítico.

Por último se aprecian fallas transcurrentes dextrales que desplazan grandes bloques, y originan saltos verticales importantes entre las secuencias, explicándose así la repetición de litología aflorante en superficie.

En cuanto al estilo estructural, este sector corresponde con el concepto de "Cordilleras Tipo Alpino" (*Aubouin*, 1980), que se caracteriza por grandes superficies de corrimiento. A modo de ejemplo se observa en la Figura 6-4 el perfil de los Alpes Marinos, al este de Francia que muestra la escama intercutánea de Roya.

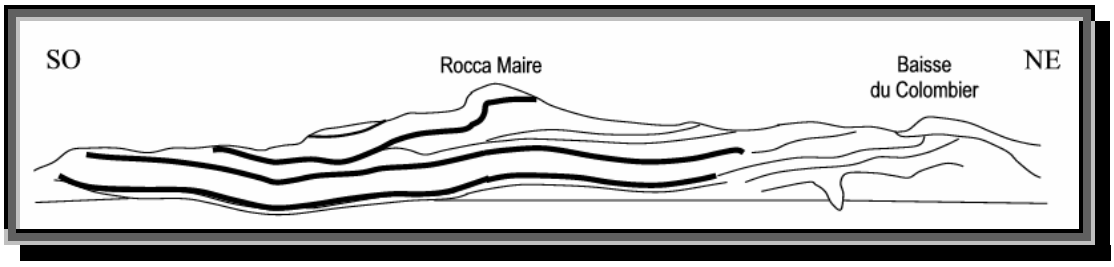


Figura 6-4: La escama intercutánea de Roya, en los Alpes Marítimos, según *Fallot* (1949). Tomado de *Aubouin* (1980).

6.2- ANÁLISIS ESPECTRAL

La profundidad de las capas causantes de la anomalía puede ser determinada a partir del análisis espectral de los datos gravimétricos observados. Este análisis se basa en la aplicación de filtros, en el dominio de Fourier, a una malla de datos en el dominio del espacio para transformarlo al dominio de la frecuencia. Dado que el

espectro de energía promediado radialmente es una función de onda y se calcula a partir del promedio de la energía en todas las direcciones para un mismo número de onda, el logaritmo del espectro de estos datos puede ser interpretado para determinar la profundidad estadística de los topes de las fuentes usando la relación 6.1 (*Ríos,* 2002).

(6.1) $$Log(Er) = 4 \cdot \pi \cdot h \cdot r$$

La profundidad de un conjunto estadístico de fuentes viene determinada por la expresión 6.2:

(6.2) $$h = \frac{-s}{4\pi}$$

A partir del análisis espectral de la anomalía de Bouguer (Figura 6-5), se interpretaron cuatro discontinuidades o profundidades de fuente anómalas: el primero correspondiente a una fuente profunda a 20 km con un rango de número de onda entre 0 y 0,025 km^{-1}, otra a una profundidad media de 4 km a un rango de 0,025 a 0,2 km^{-1} y dos más asociadas a fuentes someras a 1,5 y 0,5 km de rango 0,2 a 0,4 km^{-1} y 0,4 a 0,5 km^{-1} respectivamente (Tabla 6-1). Estos cuatro niveles arrojados en el análisis evidencian zonas donde existen niveles o interfases que marcan contrastes de densidad. La primera de mayor profundidad puede atribuirse al adelgazamiento cortical en la zona central de la Cuenca de Falcón donde se estima una profundidad de Mohorovicic a 20 km. Las siguientes dos profundidades estimadas se pueden relacionar con el tope del basamento y la más superficial al complejo ígneo del Cerro Santa Ana.

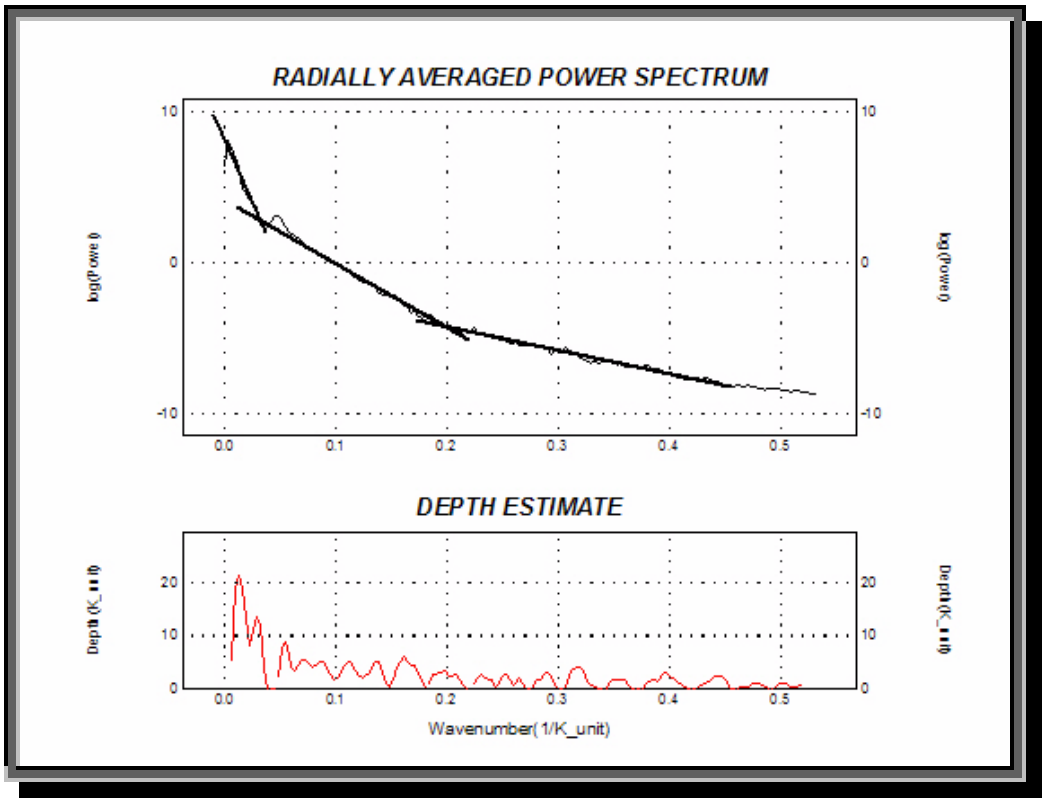


Figura 6-5: Análisis espectral de los datos de anomalía de Bouguer.

Tabla 6-1: Profundidades de las fuentes de las anomalías gravimétricas.

Fuente	Profundidad estimada (km)	Asociado a
1ra	20	Mohorovicic
2da	4	Basamento Metamórfico
3ra	1.5	Basamento Metamórfico
4ta	0.5	Complejo sub-volcánico estratificado del cerro Santa Ana

6.3- MODELAJE 2D GRAVIMÉTRICO – MAGNÉTICO

La interpretación cuantitativa de los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas se refiere al modelaje de la disposición de las masas de rocas, sus aportes de densidad, la susceptibilidad magnética y la magnetización, lo cual genera una respuesta calculada de la anomalía gravimétrica que es comparada con la anomalía medida. Si ambas coinciden, se tendría entonces una posible solución para la forma, profundidad y distribución de densidades de los cuerpos en el subsuelo. Sin embargo, la combinación de los parámetros mencionados permite obtener infinitos modelos que semejen las respuestas gravimétricas, es por lo cual que el control geológico y geométrico de los cuerpos generadores de anomalías deben ser lo más exacto posible para tener mejor control, con miras a disminuir la ambigüedad del modelo.

En la realización del modelo bidimensional gravimétrico-magnético, se controló la estructura superficial del subsuelo con la información de campo adquirida y procesada a través de los datos geológico-estructurales, con las secciones sísmicas y con la información de pozos. Esta integración fue evaluada ensayando distintos contrastes de densidad y propiedades magnéticas en los modelos gravimétrico-magnéticos propuestos, con el propósito de obtener secciones geológicas del subsuelo ajustados a todos los datos disponibles en el área, (Figura 6-6 y Figura 6-7).

Para efectuar el modelaje se utilizó el programa GM-SYS®, el cual permitió calcular la respuesta gravimétrica y magnética a partir de modelos geológicos. Una vez integrada toda la información geológica disponible, se procedió a realizar el modelaje, aproximando lo mejor posible la curva de valor calculado con la curva de valor observado a través de la modificación en el modelo geológico propuesto en cuanto a geometría, densidades y propiedades magnéticas.

Con el propósito de completar los datos requeridos para el modelaje se generó una recopilación dentro del contexto geológico presente en el área de los valores correspondientes a los parámetros que rigen las anomalías gravimétricas y magnéticas. En la Tabla 6-2 se presentan los valores utilizados para el modelaje basados en los trabajos de *Bosch y Rodríguez* (1992) y *Ríos* (2002).

Tabla 6-2: Valores de densidad utilizados para el modelaje gravimétrico.

SECUENCIA	DENSIDAD (gr/cm ^{3})
Mar Caribe	1,03
Sedimentos	2,35
Napas de Lara	2,65
Margen Pasivo	2,6
Corteza Continental	2,75
Corteza Transicional	2,85
Corteza Oceánica	2,95
Manto	3,20

Los parámetros magnéticos asignados a cada cuerpo se basaron en la investigación realizada en la región norte de Venezuela por *Reyes* (2002) y *Ughi* (2002) las cuales se resumen en la Tabla 6-3. La declinación magnética para la zona de estudio fue estimada en -11° y la inclinación magnética en 37°.

Tabla 6-3: Parámetros magnéticos asignados a los cuerpos considerados en el modelo magnético.

SECUENCIA	M (x 10 $^{-6}$ emu/cm$^{3)}$	K (x 10^{-6} emu/cm^3. Oe)
Mar Caribe	0	0
Sedimentos	200	100
Napas de Lara	100	600
Margen Pasivo	100	300
Corteza Continental	500	500
Corteza Transicional	2000	2000
Corteza Oceánica	5000	1000
Manto	6000	2500

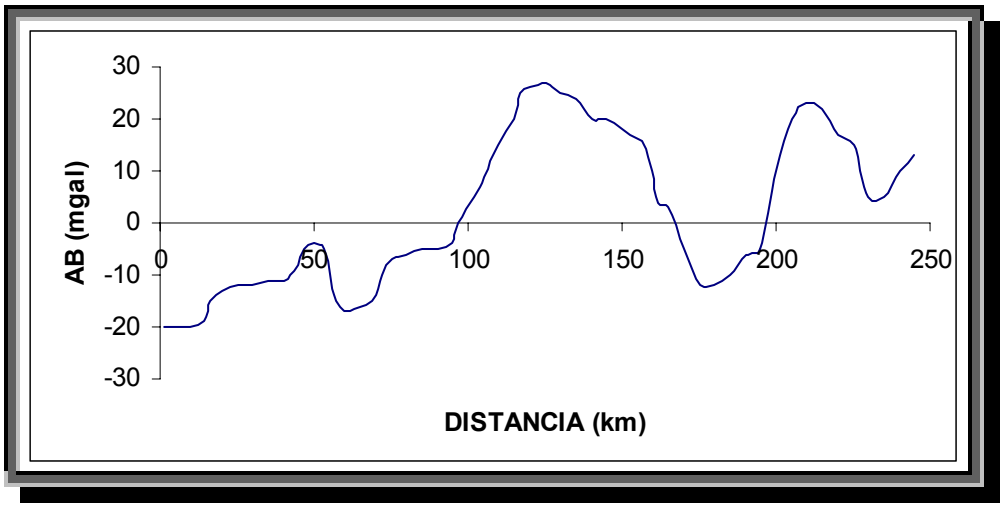


Figura 6-6: Perfil de anomalía de Bouguer sobre el eje del corredor.

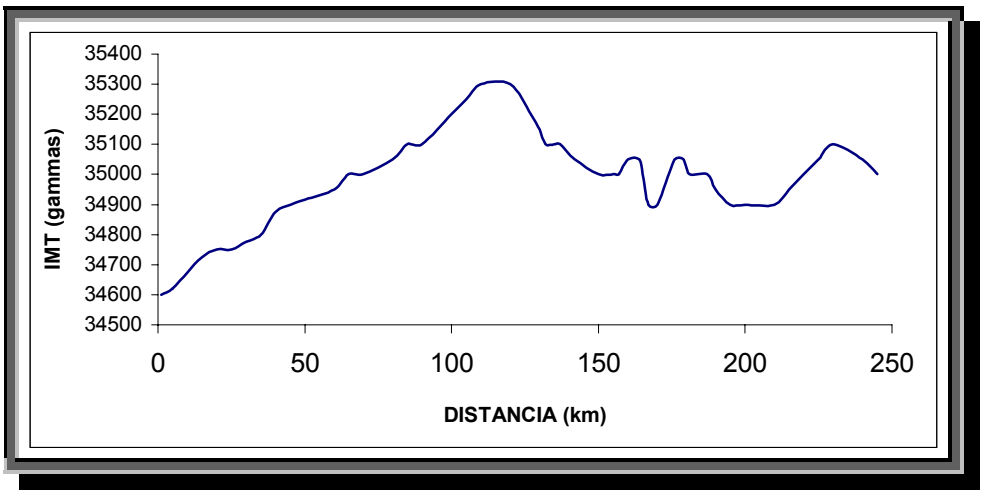


Figura 6-7: Perfil de intensidad magnética total sobre el eje del corredor.

A través del programa GM-SYS®, se realizaron modelos estructurales, contemplando cada modelo distintas alternativas referentes a la conducta de la subducción de la Placa Caribe con la Suramericana y la presencia del Bloque Bonaire, dando 2 variantes por cada modelo de subducción, los cuales están regidos por los distintos comportamientos de la corteza oceánica subducida cuyo espesor es de aproximadamente 15 km. Sólo la información de dos pozos fue extrapolada a la

sección, el LVC-12 y el LVC-11, puesto que ambos alcanzaron al tope de las Napas de Lara que representa el basamento metamórfico de la región.

El primer modelo de los tres propuestos que señalan las distintas alternativas de la subducción es el que representa una lámina de subducción profunda, el segundo está representado por una lámina de subducción media, y el tercer y último modelo representa una lámina de subducción somera.

Durante el desarrollo de las distintas alternativas de los modelos se aprecian en algunos la presencia del Bloque de Bonaire, el cual ha sido defendido por muchos autores en las investigaciones desarrolladas al occidente del país. Según *Silver y otros* (1975) a partir de análisis realizados a través de modelos basados en líneas sísmicas, sugieren la existencia de una pequeña zona transicional entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana, a la cual le dan el nombre del Bloque de Bonaire, probablemente formado por el movimiento de la cadena de islas fuera del continente durante el Terciario Medio, mostrando aún en la actualidad pequeña actividad tectónica. Según *Silver y otros* (1975) este bloque limita al sur con la Falla de San Sebastián y el Sistema de fallas de Oca-Ancón, al este por el Cañón de Los Roques, y al noroeste por la zona de subducción entre las placas Caribe y suramericana (Figura 6-8).

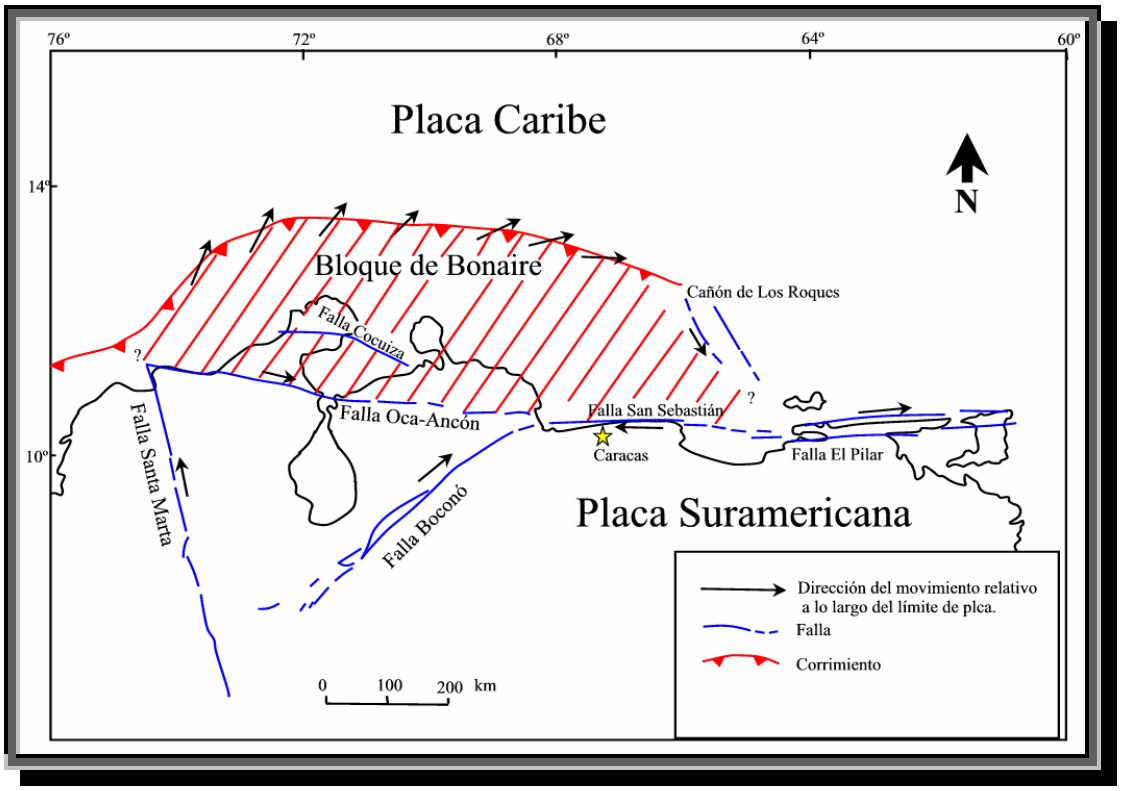


Figura 6-8: Bloque de Bonaire y su relación con la Placa Caribe y Suramericana. Tomado y modificado de *Silver y otros* (1975).

Todos los modelos propuestos poseen características comunes (Figuras 6-10, 6-11 y 6-13, explicadas más adelante) entre las que resaltan: a) La presencia de las Napas de Lara que se definen como un cuerpo alóctono constituido por formaciones de edad cretácica y terciaria (Formación Matatere), la cual fue emplazada durante el Terciario y se extiende a lo largo de todo el perfil de norte a sur disminuyendo en espesor al sur, presentando un espesor máximo de 15 km al norte de la sección; b) otro cuerpo presente en los modelos es el Alto de Paraguaná, al norte de la sección, el cual se presenta como un complejo aislado de edad Jurásica, que se asume arrastrado por las Napas de Lara, presenta un espesor máximo de 5 km; c) sobre la napa en el centro de la cuenca, hasta el Alto de Paraguaná y al norte del mismo se observa una capa de sedimentos de edad Oligo-Mioceno y Plio-Pleistoceno de espesores entre los 4 y 5 km; estos sedimentos son los que conforman el relleno de la Cuenca de Falcón y

más hacia el norte a la Cuenca de Bonaire; d) se distingue la presencia del margen pasivo que constituye el cuerpo autóctono del transecto constituido por formaciones de edades cretácicas y terciarias que se extienden desde el sur hasta las cercanías de la población de Aguada Grande con un espesor casi constante de 4 km. Este margen pasivo descansa sobre la corteza continental constituida por formaciones de edad Jurásica y e) por último, se presenta en los modelos un adelgazamiento cortical en el centro de la Cuenca de Falcón causado por un régimen distensivo de edad Oligo-Mioceno (*Audemard,* 1995), dándole a la misma la forma de graben, el cual se presenta ligeramente deformado en los modelos, presentando la menor profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic a 20 km. Como consecuencia de este adelgazamiento se originan en el centro de la Cuenca de Falcón intrusiones ígneas, cuyas edades se ubican entre el Mioceno Temprano y Medio, según *Muessig* (1977) y *Audemard* (1995). La mayor profundidad de Mohorovicic dentro del dominio del perfil es de 40 km al sur del mismo.

En la Tabla 6-4, se presenta un resumen de los tres modelos propuestos y las variantes con sus respectivos errores.

Tabla 6-4 : Errores obtenidos en los distintos modelos gravimétricos-magnéticos. Los mejores ajustes se representan en los colores, amarillo, naranja y rosado.

Modelo	**Bloque Bonaire (Al norte de la sección)**		**Corteza Continental (Al norte de la sección)**	
	Error Gravimétrico (mgal)	Error Magnético (gamma)	Error Gravimétrico (mgal)	Error Magnético (Gamma)
Lámina de subducción Profunda	1	7,38	0,98	13,05
Lámina de subducción Media	1,12	8,37	1,13	10,4
Lámina de subducción Somera	0,87	4,75	0,98	10,85

Modelos gravimétricos-magnéticos con lámina de subducción profunda: En línea generales los modelos con lámina de subducción profunda se basan en el trabajo de *Van Der Hilts* (1994) (Figura 2-5, página 27), realizado a partir de la tomografía sísmica; éste apoya la teoría de la existencia de una lámina de subducción con un ángulo aproximado de 16° a 20°S, la cual se ubica en la población de Churuguara a una profundidad de 100 km y en la ciudad de Barquisimeto a 150 km. En los modelos gravimétrico-magnéticos propuestos en este trabajo con una lámina de subducción profunda, el ángulo de la subducción por ajuste cambia en la medida que aumenta la profundidad de la lámina, hasta alcanzar un ángulo aproximado de 30°S, el cual difiere del ángulo propuesto por *Van Der Hilts* (1994), determinado a través de la tomografía, que es menor a los 20°S.

La teoría de una lámina de subducción profunda a partir de registros de sismicidad también ha sido desarrollada por *Malavé y Suárez* (1995) en el occidente del país (Figura 6-9), quienes a partir de una distribución de los hipocentros en el norte de Colombia y occidente de Venezuela, sugieren la presencia de una subducción litosférica en la región. Esta lámina de subducción tiene una dirección de NNE-SSW, la cual se extiende a una distancia mayor a los 400 km y profundiza al SE.

El primer modelo realizado con la característica de subducción profunda muestra al norte del perfil una capa transicional entre la corteza continental y la oceánica (Figura 6-10), esta capa recibe el nombre del Bloque de Bonaire, el cual está limitado al sur por el Sistema de fallas Oca-Ancón y al norte por la zona de subducción de la corteza oceánica. El tope de este bloque se ubica en este modelo a 17 km y la base a 35 km. En éste se observa un aumento en el ángulo de la lámina de subducción a medida que profundiza.

El siguiente modelo realizado bajo este parámetro contempla sólo la presencia de la corteza continental a lo largo de todo el perfil, con un espesor aproximado de 15 km al norte de la sección sin considerar corteza transicional en este sector, sobre esta corteza continental suramericana descansan las Napas de Lara (Figura 6-10). En este

modelo a diferencia del anterior el ángulo de la lámina de subducción se mantiene constante a lo largo de toda su extensión.

De los dos modelos realizados considerando una lámina de subducción profunda de al menos 150 km de profundidad, el primero, el cual contempla la presencia del Bloque de Bonaire, obtuvo un error de 1 mgal en anomalía de Bouguer y 7,38 gammas en intensidad magnética total.

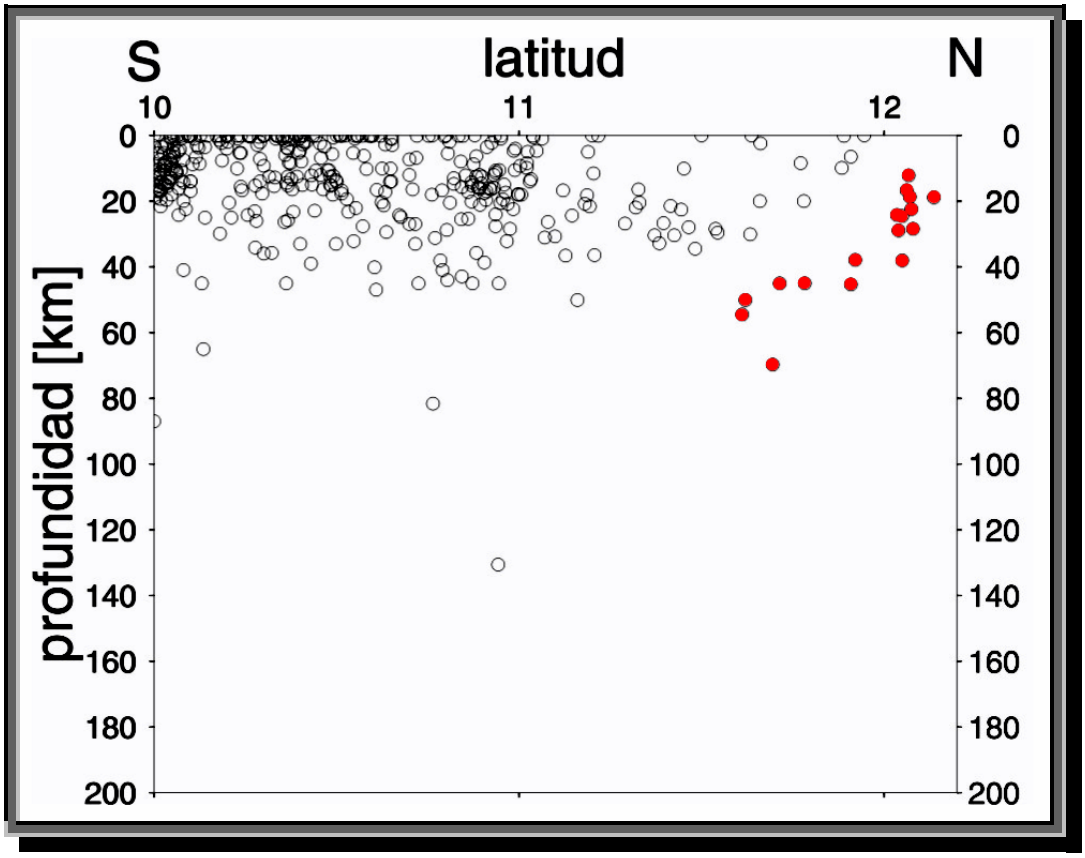


Figura 6-9: Sismicidad de un perfil N-S, entre la Península de Paraguaná y el estado Lara. Los hipocentros en rojo representan la posible lámina de subducción.

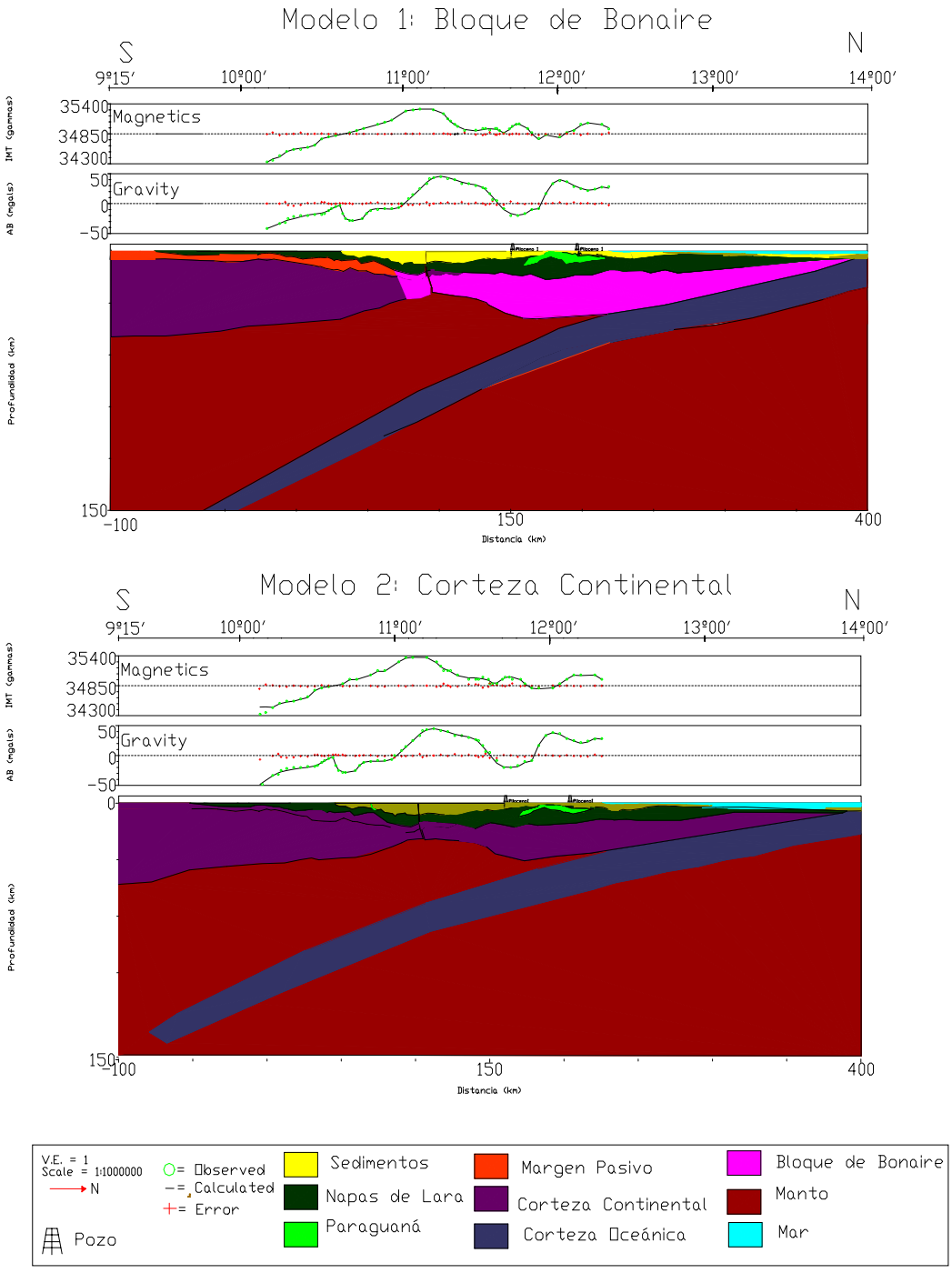


Figura 6-10: Modelos gravimétrico-magnéticos con lámina (“slab”) de subducción profunda

Modelos gravimétricos-magnéticos con lámina de subducción media: Los modelos desarrollados bajo la teoría de la lámina de subducción media se caracterizan por la presencia de una lámina de subducción que se extiende desde los 340 km al norte de la ciudad de Barquisimeto con 100 km de longitud hasta ubicarse a 20 km por debajo de la ciudad de Coro con un ángulo menor a los 20°S.

La primera variante de los modelos propuestos es la presencia del Bloque de Bonaire al norte de la sección, el cual sigue representando una capa transicional entre la corteza continental suramericana y la corteza oceánica que está representada por la Placa Caribe (Figura 6-11). Al igual que en el caso de la lámina de subducción profunda, aquí el bloque está limitado al sur por el Sistema de fallas Oca-Ancón y al norte por la zona de subducción de la corteza oceánica.

De igual forma se realizó la construcción de un modelo en el cual la corteza continental tiene un comportamiento homogéneo a lo largo de todo el perfil ubicándose sobre ésta las Napas de Lara al norte del perfil sin considerar la corteza transicional (figura 6-11).

De los dos modelos realizados bajo la condición de una lámina de subducción media, el que mejor se ajusta es el primer modelo propuesto, donde se muestra el Bloque de Bonaire, cuyos errores en anomalía de Bouguer e intensidad magnética total fueron de 1,12 y 8,37 respectivamente.

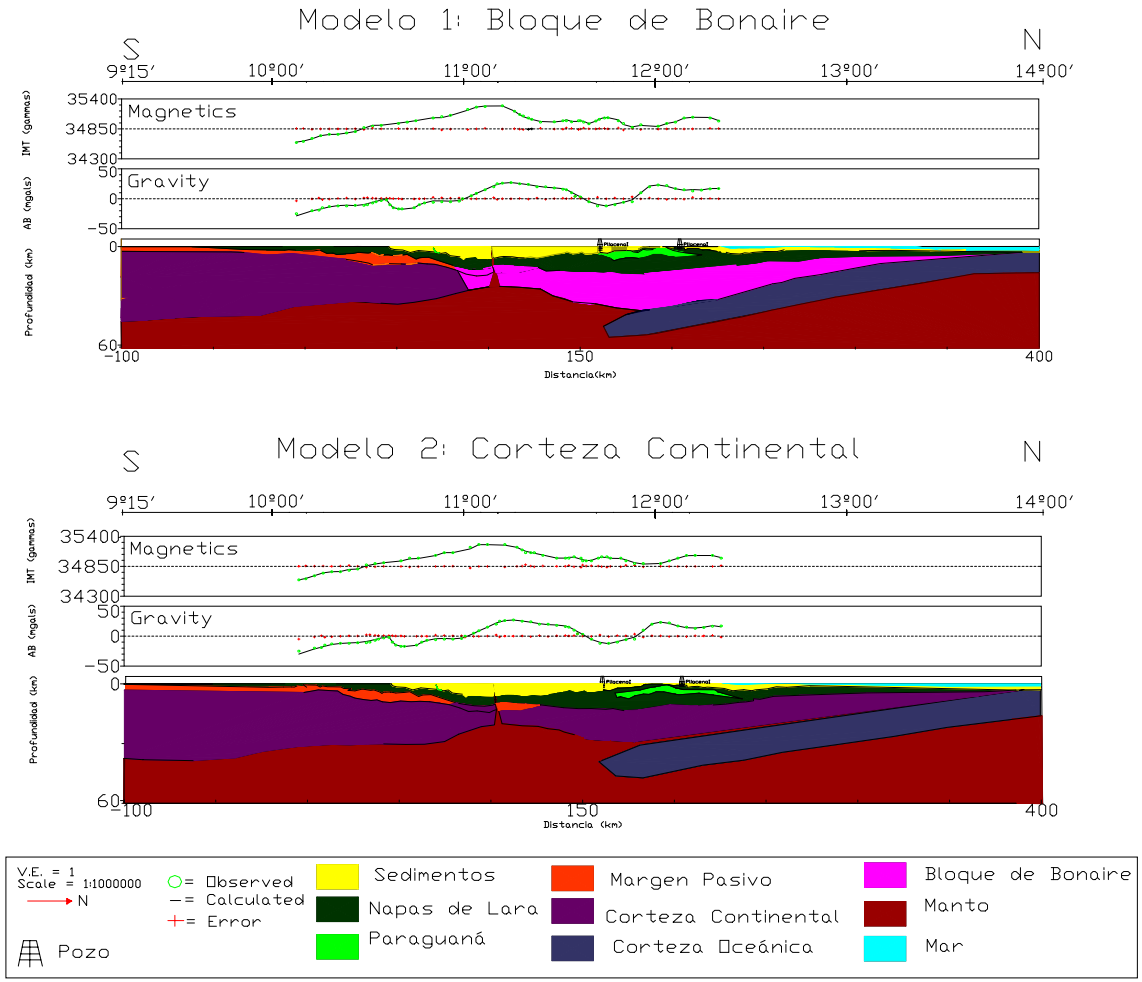


Figura 6-11: Modelos gravimétrico-magnéticos con una lámina (“slab”) de subducción media.

Modelos gravimétricos-magnéticos con lámina de subducción somera: Los modelos que representan la teoría de una lámina de subducción somera están basados en el trabajo de *Silver y otros* (1975) (Figura 6-12), quienes realizaron estudios al norte de Venezuela a partir de datos de sísmica de reflexión, cuya interpretación dio como resultado la existencia de una subducción somera que comienza aproximadamente a 340 km al norte de la ciudad de Barquisimeto y se extiende a sólo 40 km de longitud a partir de la zona de subducción dentro del perfil objeto de estudio, alcanzando una profundidad de 13 km.

Los modelos realizados con la característica de una lámina de subducción somera fueron construidos bajo el mismo esquema de las dos teorías anteriores conservando las mismas características: El primero con la presencia del Bloque de Bonaire (Figura 6-13) y el segundo modelo en el que se aprecia la corteza continental a lo largo de todo el perfil sobre la que descansan las Napas de Lara (Figura 6-13). Los modelos propuestos con lámina de subducción somera son los que obtuvieron los menores errores tanto en anomalía de Bouguer como en intensidad magnética total. De estos últimos, el que mejor se ajusta una vez más es el primero, caracterizados por la presencia del Bloque de Bonaire, que presenta menor error en comparación al modelo que propone una continuidad al norte de la corteza continental.

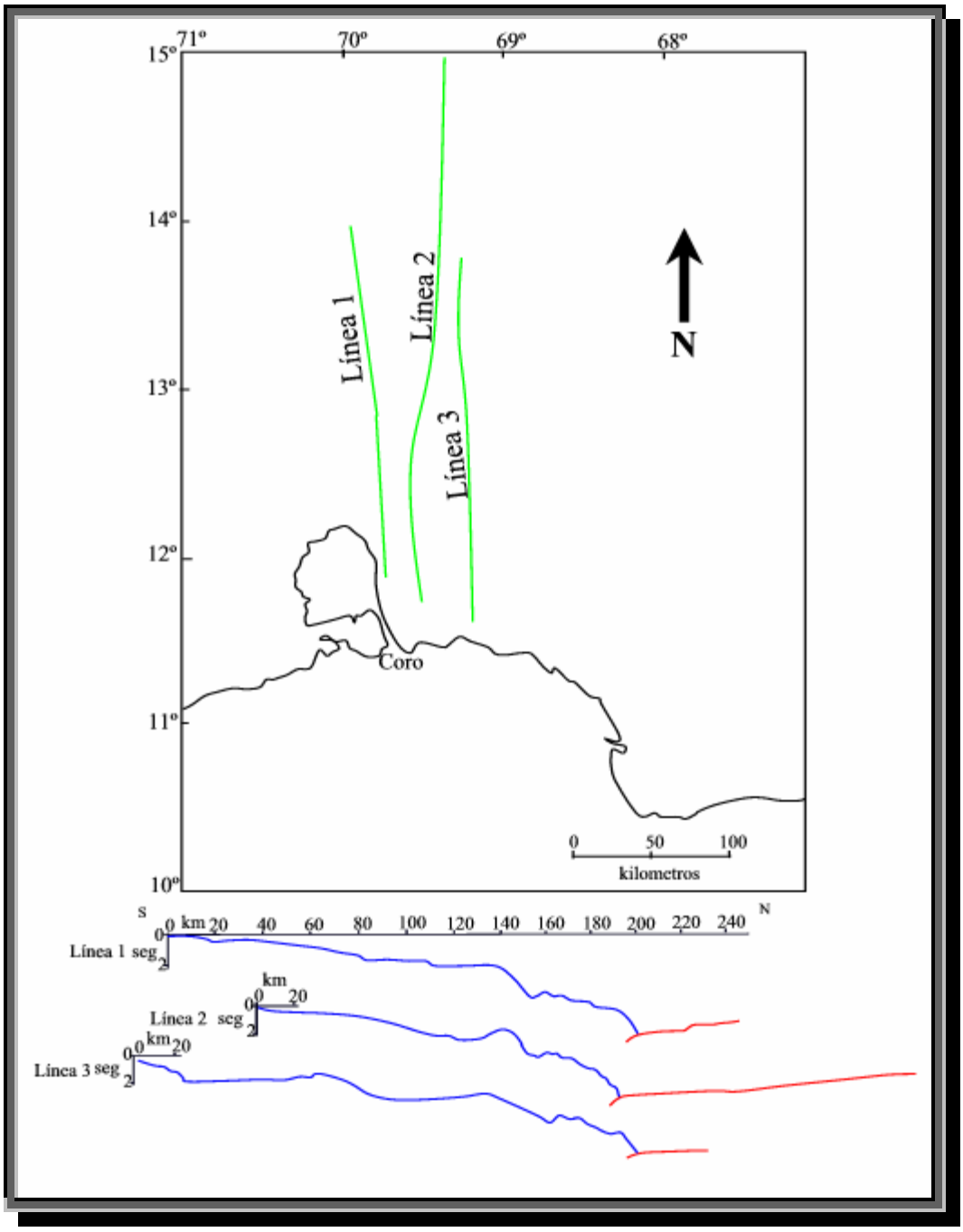


Figura 6-12: Líneas de sísmica de reflexión realizadas en el norte de Venezuela, interpretadas por *Silver y otros* (1975). Las líneas verdes representan la ubicación de los transectos sísmicos, y cuya interpretación se muestra en la parte inferior del mapa, La línea azul representa el Bloque de Bonaire y la roja la Placa Caribe. Tomado y modificado de *Silver y otros* 1975.

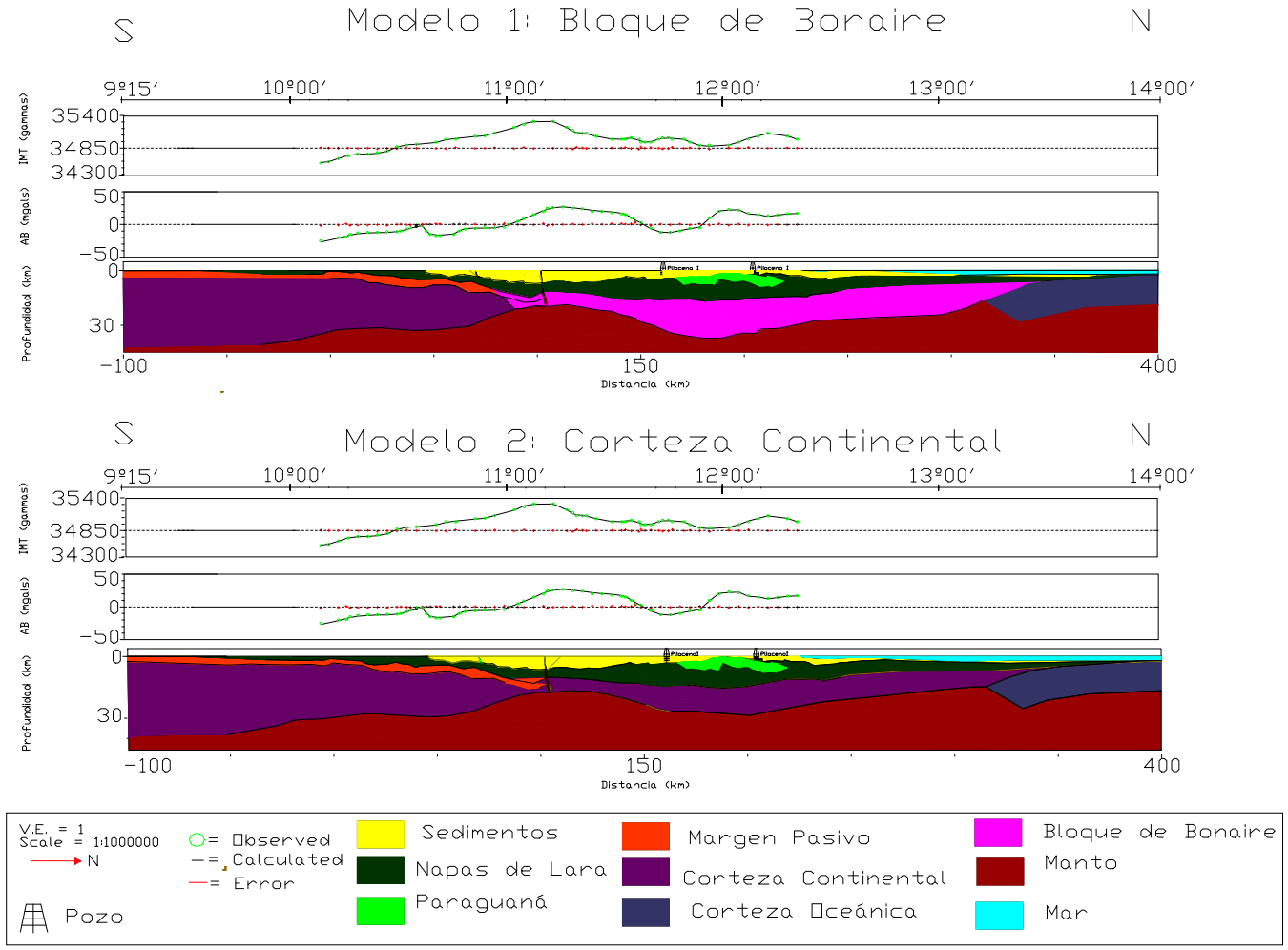


Figura 6-13: Modelos gravimétrico-magnéticos con lámina (“slab”) de subducción somera.

A partir del análisis de todos los modelos propuestos con las diferentes alternativas de lámina de subducción se presentan a continuación los dos mejores modelos con mejor ajuste de los datos de anomalía de Bouguer e intensidad magnética total:

- El modelo 1 de lámina de subducción somera (Figura 6-14), contempla la presencia del Bloque de Bonaire, el cual representan una corteza transicional entre la corteza continental y la oceánica, con espesor promedio de 15 km y limitado por el Sistema de fallas Oca-Ancón al sur y por la zona de subducción del Caribe al norte.
- El modelo 2 con lámina de subducción profunda (Figura 6-15), incluye también el Bloque de Bonaire con los mismos límites, pero en éste la corteza oceánica se halla en subducción con un ángulo aproximado de 30°S y llega a alcanzar una profundidad de 100 km en la población de Churuguara y 150 km en la ciudad de Barquisimeto.

Todos los modelos propuestos están se sustentan en datos geológicos de superficie con un dominio de hasta 4 km de profundidad integrados con la interpretación sísmica. Los modelos se apoyan en diferentes interpretaciones previamente realizadas, incluyendo unidades con diferentes densidades y valores de magnetización para obtener el mejor ajuste gravimétrico-magnético de los datos.

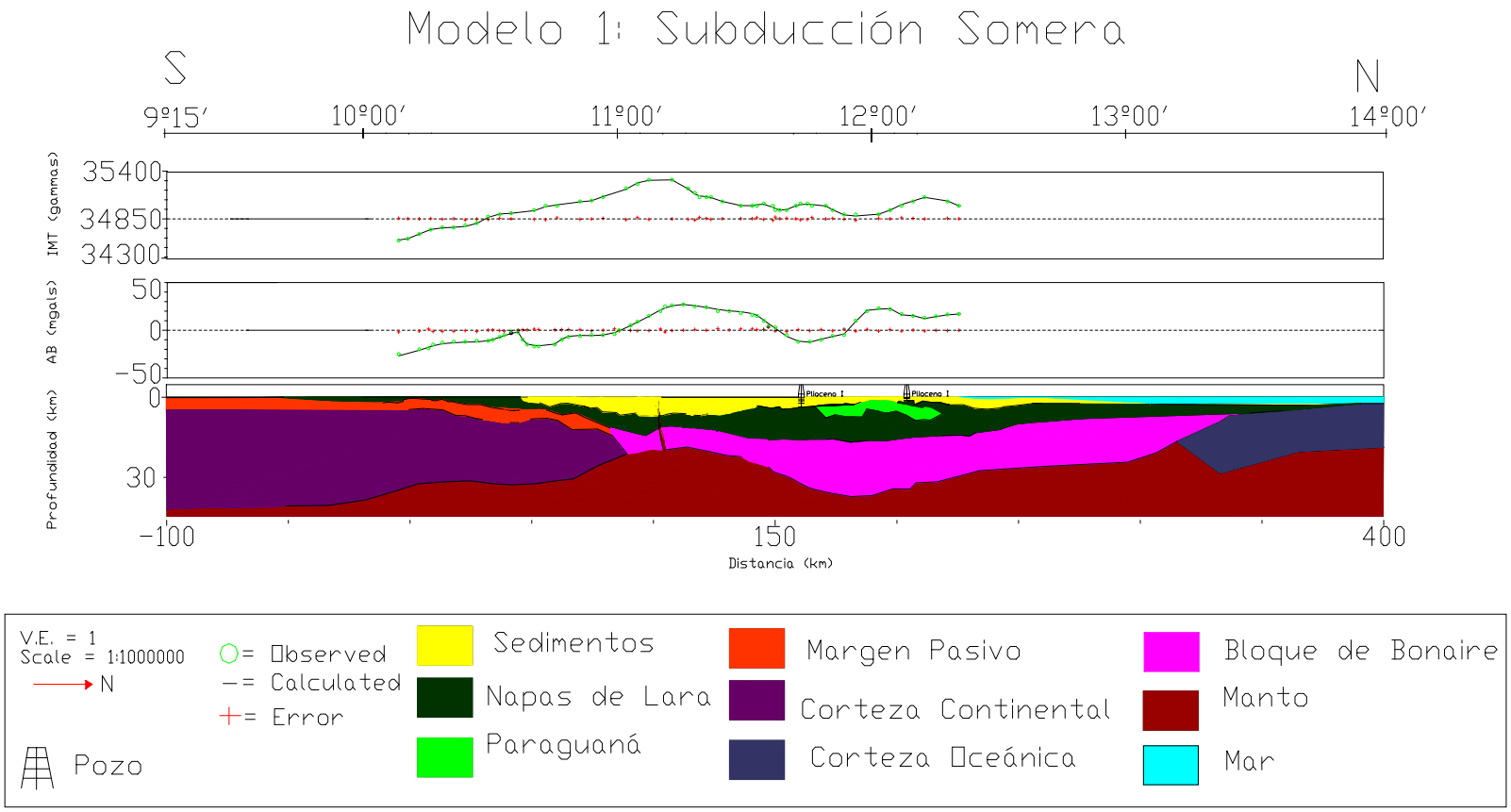


Figura 6-14: Modelo gravimétrico-magnético con lámina (“slab”) de subducción somera.

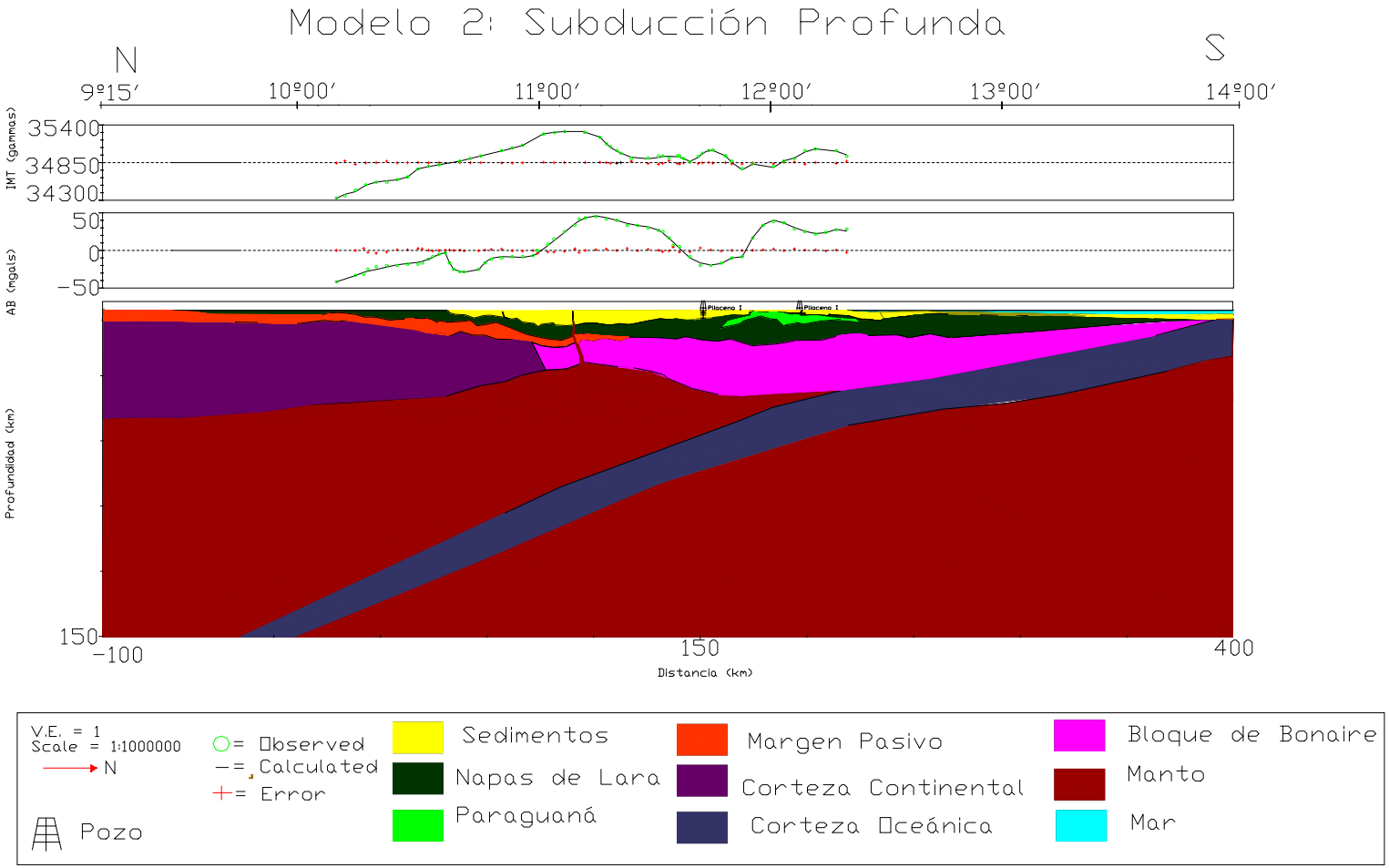


Figura 6-15: Modelo gravimétrico-magnéticos con lámina (“slab”) de subducción profunda.

6.4- BALANCEO Y SECCIÓN FINAL

Las secciones balanceadas se definen según *Lowell* (1985) como aquellas que pueden ser reconstruidas hasta su estado inicial sin deformación a través de métodos cinemáticos, verificando así la calidad estructural de la sección mediante su validación geométrica.

Para poder ser balanceadas las secciones, se parte de 3 premisas fundamentales que deben cumplirse.

- Ser una sección en profundidad.
- Ser una sección que represente el transporte tectónico a una sección en dirección a la máxima deformación.
- Escala vertical igual a la horizontal, es decir, escala 1:1.

Una vez concluida la construcción de la sección superficial y el modelaje gravimétrico-magnético se realizó al balanceo de la sección geológico-estructural a través del programa GeoSec® 2002.

El programa GeoSec® 2002 se encuentra disponible en varias plataformas como por ejemplo Windows, Linux y Unix. Es una herramienta que involucra algoritmos para el análisis estructural que puede estar ligado a un régimen tectónico. A una escala regional, permite estudiar la geometría e historia estructural de cuencas.

A través de este programa se pueden realizar cuatro tipos de análisis. El primero es el análisis depositacional, usado para encontrar el espesor original y profundidad de las unidades litológicas ordenadas, para estimar el ambiente de depositación antes del tectonismo. El segundo es el análisis estructural y la restauración. El programa incluye algoritmos para realizar la restauración a secciones causada por los diferentes tipos de regímenes tectónicos, bien sea compresivo o distensivo. El siguiente análisis se refiere a la geometría de las fallas, GeoSec® 2002 realiza este análisis a través de los pliegues y fallas. El último análisis que comprende este programa es el de esfuerzo y deformación, el cual permite cuantificar la cantidad

y situación de la deformación a lo largo de una unidad o un bloque deformado. Los parámetros involucrados son la dirección de la extensión o deformación principal basada en la interpretación de superficie.

Para realizar el balanceo de la sección con este programa, los datos pueden ser cargados directamente en GeoSec® 2002 en varios formatos entre, otros SEGY, mapa de bits, ASCII, RGB, etc. Los archivos pueden provenir de distintas fuentes, como por ejemplo: imágenes del satélite, fotografías aéreas o modelos digitales en profundidad.

6.4.1- Consideraciones para el Balanceo de la Sección

Previamente se establece que la sección guarda al menos dos tipos de esfuerzos o estilos tectónicos que originaron las deformaciones resultantes; los estratos terciarios correspondientes a la Cuenca de Falcón han sufrido esfuerzos compresivos mientras que el resto de las secuencias de la parte inferior presupone esfuerzos extensivos. Para que coexistan estos esfuerzos es necesaria una "zona o secuencia de transferencia" que sea de un estado lo suficientemente dúctil para soportar ambos estilos; dicha zona se estableció en los sedimentos turbidíticos que afloran como el tope de las Napas de Lara y a su vez conforman la parte basal de la Cuenca de Falcón, de edad Paleoceno–Eoceno y que se conoce en su área aflorante como Formación Matatere, una unidad bastante deformada según observaciones de campo, y que lo convierte en suficientemente "maleable" para cumplir dichas condiciones.

El proceso de balanceo se realizó en gran parte con el software GeoSec® 2002, abarcando la totalidad de la sección, el cual consideró el desplazamiento de las fallas, reacomodando por bloques las capas del perfil. Las secuencias correspondientes a la Cuenca de Falcón se realizaron con AutoCAD® 2000, 2002 sobre el cual se consideró también el desplazamiento de las fallas y de las longitudes de las capas sin deformar. De esta manera se obtuvo una sección balanceada que expresa dos regímenes tectónicos.

6.4.2- Descripción e Interpretación de la Sección Balanceada

La sección que se presenta restablece parte de la deformación sufrida por esta mediante los fallamientos establecidos en el perfil.

El software GeoSec® 2002 se usó para considerar la totalidad de la sección restableciendo los desplazamientos de las fallas principales o de longitudes importantes que afectan casi la totalidad de la secuencia. En la Figura 6-16 se observa parte de la sección balanceada con este software, mostrando la restauración de las fallas transcurrentes al sur (izquierda) y el graben hacia el norte (derecha). En este balanceo previo de la sección se aprecian claramente algunos "defectos" en cuanto a grosores o la no completa correspondencia de las capas, tal como se observa en el centro de lo figura, el cual ayuda a corregir la sección original.

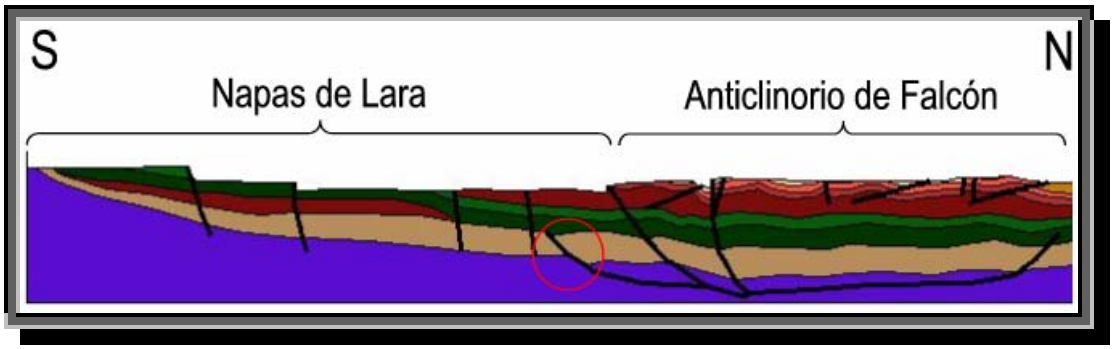


Figura 6-16: Parte de una versión de la sección balanceada por GeoSec® 2002. El círculo rojo muestra el defecto inicial de espesor.

En la Figura 6-17 se observa la versión final de la sección balanceada, con las correcciones ya implantadas. La misma se caracteriza por capas o secuencias que mantienen su espesor prácticamente en toda su longitud, excepto al sur (izquierda), en donde las capas se adelgazan y en la misma zona hay una secuencia limitada a este sector, correspondiente a sedimentos depositados en la antefosa mientras se desplazaba las napas (capa azul claro y verde) sobre el margen pasivo. En el sector correspondiente al graben las capas están plegadas.

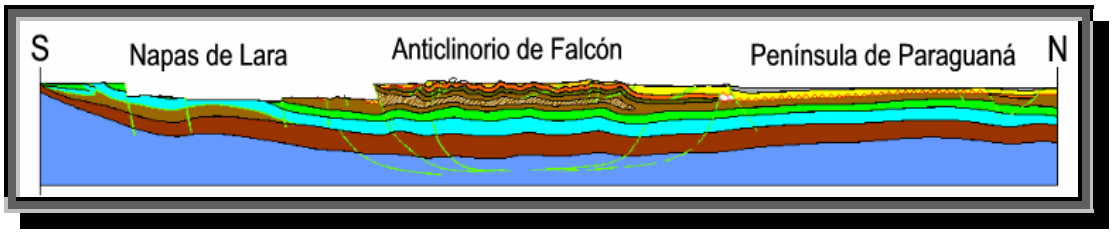


Figura 6-17: Versión final de la sección balanceada, dibujada en AutoCAD® 2000, 2002 (para mayor detalle ver el anexo correspondiente).

En cuanto a la zona correspondiente a la Cuenca de Falcón (Figura 6-18) se caracteriza por secuencias plegadas que mantienen sus espesores y que algunas se interrumpen en los extremos. Al norte (derecha) las capas se horizontalizan en el sector correspondiente a la cuenca antepaís (*foreland*).

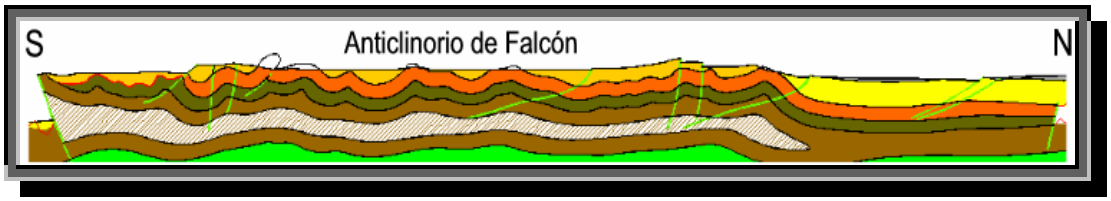


Figura 6-18: Parte de la sección balanceada correspondiente a la Cuenca de Falcón dibujado en AutoCad® 2000, 2002.

Confrontando la sección balanceada con la original se pueden establecer los diferentes esfuerzos que afectaron esta región. En primer lugar se aprecia que la totalidad de la sección balanceada se contrae con respecto a la sección original, que demuestra el carácter extensivo del graben, estructura principal de este apartado. Por el contrario el sector correspondiente a la Cuenca de Falcón se expande con respecto a la sección original, debido a la serie de fallas inversas presentes en la misma. Finalmente quedan para ambos estilos deformaciones plegadas que evidencian un esfuerzo común compresivo para la totalidad de la sección.

Todo esto permitió establecer que al menos hubo en la historia geológica de la región tres estados de esfuerzos que originaron y combinaron estos estilos. Tomando

en cuenta que la Placa Caribe no ejerció una compresión continua a lo largo de la historia geológica de la región, sino más bien "pulsaciones" por su continuo roce en su paso por el norte de la Placa de América del Sur (*Pestman y otros*, 1998), y la historia secuencial de la depositación de las capas o estratos implicados, se sintetiza lo siguiente:

- Pre-Terciario: Esfuerzos compresivos, que comienzan a emplazar las litologías formadas durante el Cretácico y que son trasladados desde el oeste por la Placa Caribe para adosarse posteriormente sobre el margen pasivo de la región correspondiente a los actuales estados Falcón y Lara. Es posible que estas litologías comienzan a ser metamórficas por acción de estos emplazamientos.
- Paleoceno-Eoceno Inferior: Las secuencias cretácicas se emplazan sobre los primeros estratos terciarios correspondientes al margen pasivo, formando en su frente de corrimiento una cuenca antefosa en la que se depositarían las secuencias turbidíticas de la unidad Matatere II, y detrás de dicho frente se depositan los estratos correspondientes a Matatere III, estableciéndose una pausa en los movimientos compresivos que originaron parte del emplazamiento de las napas; posteriormente se reactiva este emplazamiento, cabalgando las litologías cretácicas sobre la unidad de Matatere II.
- Eoceno Superior: El extremo sur de la sección correspondiente a las Napas de Lara y el extremo norte con la Península de Paraguaná forman altos topográficos delimitando en parte la futura cuenca, en la cual comienza la depositación de la misma. Igualmente en este periodo, los esfuerzos compresivos experimentan una pausa, favoreciendo un proceso de subsidencia que tiene lugar en la zona central.
- Oligoceno-Mioceno: Periodo de depositación de la Cuenca de Falcón mientras ocurren esfuerzos extensivos causados por la apertura de un sistema graben que afecta la reciente secuencia emplazada de las Napas de Lara y la subsiguiente subsidencia que convierten a este sector en el mayor depocentro de la región. La máxima expresión de esta subsidencia coincide con la depositación de las secuencias oligomiocenas, y por consiguiente la máxima apertura del graben por la

que se infiltra material del manto en forma de intrusiones ígneas que afloran en esta zona.

- Mioceno- Cuaternario: los esfuerzos compresivos se reactivan ocasionando la inversión del graben y plegamiento de las secuencias superiores, elevando todo el conjunto y trasladando el depocentro hacia el norte en una cuenca antepaís en donde se depositan los sedimentos pliocenos a recientes de la región, producto de posibles procesos de una incipiente subducción de la Placa Caribe por debajo de América del Sur.

6.4.3- Acortamiento y Extensión

En la Figura 6-29 (Anexo 4) se observa la sección original confrontada con la balanceada; en la misma se calcularon los desplazamientos y la longitud de las capas de las secuencias correspondientes a la Cuenca Terciaria de Falcón y el resto correspondiente a las Napas de Lara y margen pasivo.

Para la Cuenca de Falcón la longitud de las capas sin deformar (capas horizontales) es de aproximadamente 86,8 km que se comprimen en una sección de unos 78,9 km, calculándose de esta manera un acortamiento de 7,9 km para este sector que representa un 9%; las fallas inversas son responsables de 1,4 km (1,7%) de ese acortamiento y 6,5 km (7,4%) se producen por plegamientos.

En cuanto al resto de la secuencia que abarca toda la longitud del perfil de este trabajo, se calcularon distancias de extensión y acortamiento. La longitud de las capas sin deformar es de 242,2 km, contenidos en 238,7 km, obteniéndose un acortamiento de 3,5 km causado por esfuerzos compresivos. A lo anterior se agregan, 5,3 km de distancia extensiva de lo cual es responsable primordialmente el sistema graben. No obstante, de todo lo anterior quedan solamente 1,8 km de movimiento extensivo neto producto del régimen combinado en esta sección.

En la Tabla 6-5 se sintetizan las mediciones de acortamiento y extensión de la cuenca.

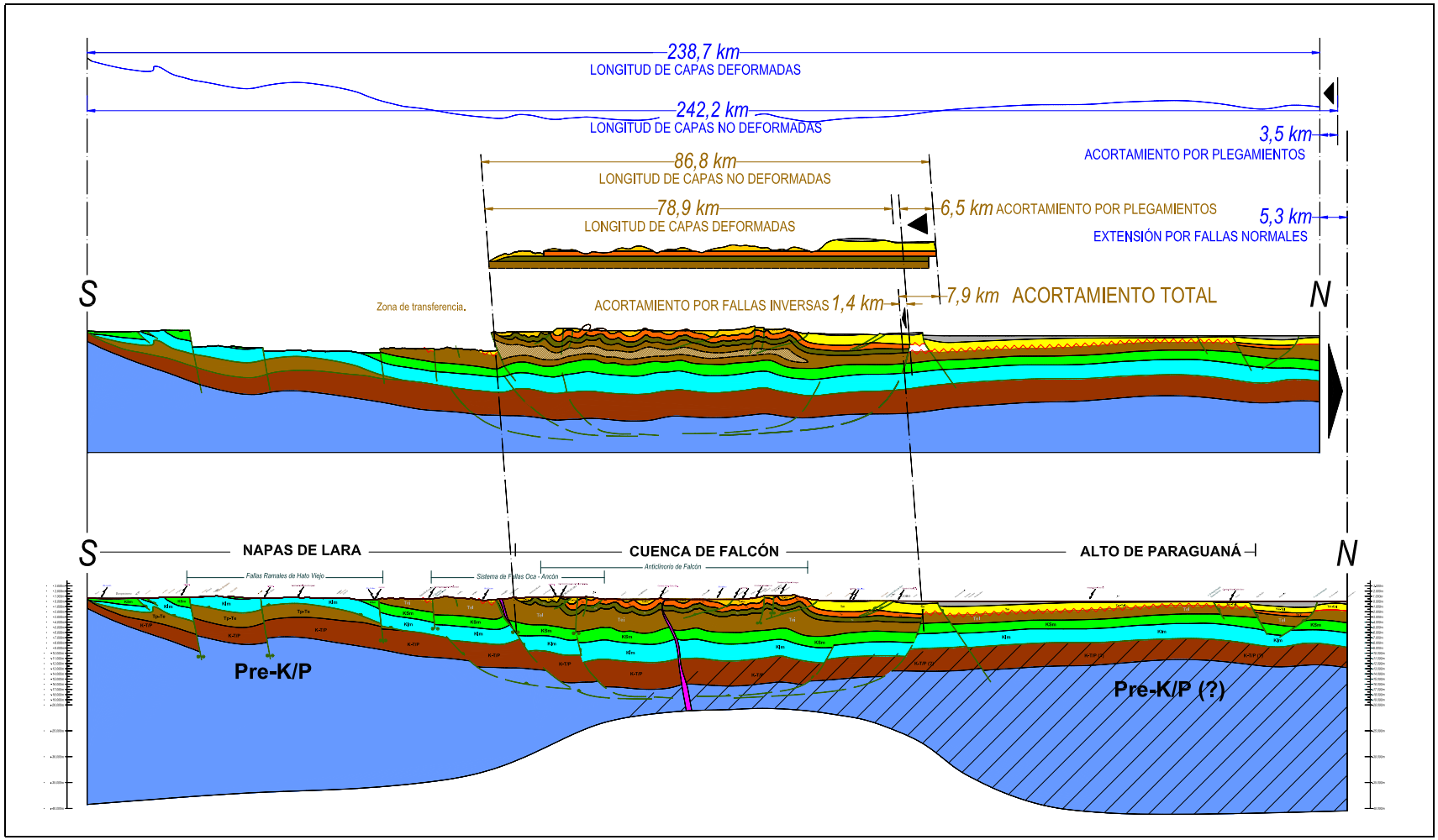
Tabla 6-5: Acortamientos y extensiones individuales clasificados por régimen tectónico.

REGIÓN PERFIL	RÉGIMEN / ESTRUCTURA		km	%
Cuenca / Anticlinorio de Falcón	***Acortamiento Total***		***7,9***	***9,1***
	Acortamiento	Pliegues	6,5	7,4
		Fallas Inversas	1,4	1,7
Extensión total del perfil	***Extensión Neta***		***1,8***	***0,06***
	Acortamiento por plegamiento		3,5	0.14
	Extensión por fallas normales		5,3	0.2

Finalmente se calculó una diferencia de unos 6,1 km obtenidos de la diferencia de longitud entre el *acortamiento total* y la *extensión neta* (Tabla 6-5 anterior) que demuestra lo siguiente:

- Estilos tectónicos diferentes que son posibles por la existencia de diversas zonas de despegue o litologías que actúan como zona de transferencia entre ambos estilos.
- La inversión que sufrieron dichas secuencias cretácicas durante los esfuerzos compresivos recientes del post-Mioceno que originaron el Anticlinorio de Falcón, y que causaron que las fallas normales del graben central invirtieran su movimiento entre otras deformaciones. Cabe destacar igualmente que a esta profundidad el grado de incertidumbre es mayor en cuanto a la geometría de estas secuencias cretácicas.

Figura 6-19: Página siguiente. Confrontación de la sección actual con la sección balanceada, mostrando las diferentes medidas de acortamiento y extensión. Las mediciones en la sección balanceada (parte superior) son corresponden a la Cuenca de Falcón (marrón) el perfil en toda su extensión (azul) en base a las secuencias cretácicas.


238,7 km
LONGITUD DE CAPAS DEFORMADAS
242,2 km
LONGITUD DE CAPAS NO DEFORMADAS
3,5 km
ACORTAMIENTO POR PLEGAMIENTOS
86,8 km
LONGITUD DE CAPAS NO DEFORMADAS
78,9 km
LONGITUD DE CAPAS DEFORMADAS
6,5 km ACORTAMIENTO POR PLEGAMIENTOS
5,3 km
EXTENSIÓN POR FALLAS NORMALES
S
Zona de transferencia.
ACORTAMIENTO POR FALLAS INVERSAS 1,4 km
7,9 km ACORTAMIENTO TOTAL
N
S
NAPAS DE LARA
CUENCA DE FALCÓN
ALTO DE PARAGUANÁ
N
Fallas Ramales de Hato Viejo
Sistema de Fallas Oca - Ancón
Anticlinorio de Falcón
Pre-K/P
Pre-K/P (?)

7-CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1- CONCLUSIONES

Del análisis y procesamiento geológico-estructural y geofísico desarrollado anteriormente se destaca lo siguiente:

7.1.1- Geología

El mapa estructural muestra tres zonas bien diferenciadas, tanto en el ámbito geológico con en los estilos estructurales, lo cual se expresa de manera determinante en la geomorfología de toda la región.

El análisis de esfuerzos define una dirección preferencial de compresión NW-SE para las litologías cretácicas de las Napas de Lara; con la dirección correspondiente al esfuerzo compresivo que emplazó las napas durante el Eoceno. Este resultado comparte iguales características en cuanto a la orientación de esfuerzos compresivos para el noroccidente de Venezuela reflejada en la Tabla 4-1, página 178, según *Wozniak y Wozniak* (1979), *Gallardo* (1985), *Soulas y otros* (1987), *Mathieu* (1989) y *Audemard* (1995). Cabe destacar que *Mathieu* (1989) propone una orientación σ_1 entre N 60°W y N 70°W a principios del Mioceno Inferior que coincide con la orientación aportada por el análisis de esfuerzos de este trabajo.

Igualmente son predominantes en los datos recogidos en campo la presencia de fallas de tipo inverso, lo que demuestra la compresión que causaron los diversos "pulsos" de empuje sobre masas cretácicas metamórficas provenientes del norte que originaron la configuración actual de las Napas de Lara.

La región geológica conocida como Alto Paraguaná se caracteriza por ser una zona de relativa estabilidad, que constituye el sector de más estabilidad con respecto a las demás, sobre todo en su parte central.

En el sector que constituye la Cuenca de Falcón, visto en el perfil, se concentran la mayoría de los estilos estructurales, representando a su vez la síntesis histórica de la región por cuanto allí se ubican tanto estructuras extensivas expresadas

en el graben, como compresivas representadas por estructuras plegadas y fallamientos inversos en las secuencias terciarias de Falcón.

Las Napas de Lara representan en el perfil los primigenios esfuerzos que tuvieron lugar a principios del Terciario, que conforman las capas basales de las secuencias de la futura Cuenca de Falcón. La orientación del perfil indica la posible geometría de estas capas a lo largo de su dirección principal de esfuerzos, proveniente desde el norte. Igualmente esta unidad, como es de esperar, es la que más ha soportado la erosión a través del tiempo, lo que se evidencia en el perfil balanceado donde ocurre el mayor volumen faltante de material.

La sección balanceada demuestra en un principio dos regímenes tectónicos diferentes u opuestos, que a su vez engloban un tercero en común. Estos regímenes se establecen en el siguiente orden: a) "pulsos" compresivos a principios del Terciario, que origina las Napas de Lara; b) fase de relajación y extensión de la zona central de la cuenca durante el Terciario Medio a Superior, transformando esta región en un importante depocentro que llega a su estado máximo cuando ocurre la infiltración de material ígneo en las secuencias jóvenes de la cuenca, causada por el desarrollo de un graben y c) nuevos esfuerzos compresivos igualmente provenientes del norte de edad post-Terciario que ocasionan las primeras estructuras de compresión al norte de la Península, y se expresan en los trenes de pliegues en el centro de la Cuenca que originaron el Anticlinorio de Falcón.

Las fallas transcurrentes presentes en la región son desplazadas por pequeños componentes dextrales de los esfuerzos compresivos NNW-SSE, convirtiéndolas en gran parte en fallas transpresivas, en especial las del Sistema de fallas Oca-Ancón. Esta propiedad se pierde en las fallas ramales de Hato Viejo que desplazan importantes bloques de las Napas de Lara, ya que éstas son producto del desplazamiento de la Falla de Boconó, ubicada próxima al sur del perfil.

Las mediciones de acortamiento y extensión demuestran el régimen tectónico mixto que originó la configuración actual de las Napas de Lara, observados en su parte central un régimen distensivo por relajación de la compresión ejercida por la Placa Caribe hacia el sur (graben) en donde se depositaría la Cuenca de Falcón, que

posterior al Mioceno se convierte en el Anticlinorio de Falcón debido al régimen compresivo que dio lugar.

7.1.2- Geofísica

De los análisis geoestadísticos aplicados a los datos de anomalía de Bouguer e intensidad magnética total, se pudo apreciar en los histogramas de frecuencias de los datos una distribución normal, de ahí que fue posible una interpretación confiable de los datos de ambos métodos.

De la aplicación del cálculo de Bondad de Ajuste a partir de las gráficas se determinó que la mejor aproximación regional de los mapas de anomalía de Bouguer e intensidad magnética total es la de segundo grado, la cual puede ser justificada tanto desde el punto de vista analítico como geológico.

En el mapa de anomalía de Bouguer obtenido se aprecia un rumbo preferencial de las líneas isoanómalas de N 70°E, con valores de anomalías que varían entre los -40 y 60 miligales. Entre las anomalías asociadas a estructuras y formaciones geológicas se distinguen el máximo de 60 mgal de la Península de Paraguaná, específicamente relacionado con el Complejos Ultramáficos de Paraguaná, y la que comprende el adelgazamiento cortical del centro de la Cuenca de Falcón con un valor de 45 mgal. En esa región el Sistema de fallas Oca-Ancón, tiene expresión gravimétrica descrita por una franja de descenso de anomalía con rumbo aproximado E-W, coincidiendo este hecho con lo analizado por *Feo Codecido* (1971) y *Rodríguez* (1975), quienes asocian a la Falla de Oca con una franja de anomalía negativa de rumbo aproximado E-W que se extiende en forma continua desde la República de Colombia, a través del territorio venezolano hasta la isla de Toas.

En el perfil de intensidad magnética total se presenta un rumbo preferencial de N 80°E, con un rango de valores entre los 34200 y 35500 gammas. Se observaron dos sectores con máximos, el primero hacia la zona de la Península de Paraguaná, con un valor de 35000 gammas; el segundo a la región central de la Cuenca de Falcón con un máximo de 35500 gammas coincidiendo con la presencia de intrusiones ígneas, evidenciando y el adelgazamiento cortical en el centro de la cuenca.

En el perfil de intensidad magnética regional de grado dos se aprecia que el rumbo preferencial de la fuente de la anomalía es de N 80°E, ubicándose ésta en la zona central de la Cuenca de Falcón. Al sur del transecto se observa un aumento en la anomalía por encontrarse en este lugar afloramientos de formaciones metamórficas. Entre la ciudad de Coro y la Península de Paraguaná se distinguió un descenso en el valor de la anomalía que separa la anomalía de la Península de Paraguaná de la parte central de la Cuenca de Falcón; Este descenso puede estar relacionado con el tipo de litología limitada por fallas al sur y este del Istmo de Los Médanos.

Los modelos gravimétrico-magnéticos propuestos están constituidos por unidades que representan las secuencias de sedimentos oligo-miocenos y plio-pleistocenos, las Napas de Lara y el Complejo Sub-volcánico de Paraguaná, el margen pasivo al sur, así como las capas de corteza continental, oceánica y transicional y el manto superior en toda la sección interpretada. La diferencia principal entre los modelos propuestos radica en el comportamiento de la lámina ("slab") de subducción.

A partir del análisis de los 6 modelos propuestos con las diferentes alternativas de subducción, se determino que el modelo con mejor ajuste fue el de subducción somera basada en el trabajo de *Silver y otros* (1975) con la presencia del Bloque de Bonaire. El segundo modelo que presenta un buen ajuste es el de lámina de subducción profunda basado en *Van Der Hilst* (1994) y *Malavé y Sánchez* (1995), donde también se presenta el Bloque Bonaire, pero a diferencia del modelo anterior, la corteza oceánica llega a alcanzar una profundidad de unos 100 km en la población de Churuguara y unos 150 km en la ciudad de Barquisimeto. El modelo de *Van Der Hilst* (1994) muestra una lámina de subducción buzamiento menor a los 20° de buzamiento y el propuesto en este trabajo tiene aproximadamente un buzamiento o inclinación de 30°, esta diferencia resultó de las pruebas realizadas en el modelaje gravimétrico-magnético.

7.1.3- Geología y Geofísica

Del análisis de los mapas y modelos gravimétrico-magnéticos propuestos queda evidenciado un adelgazamiento cortical en el centro de la Cuenca de Falcón, que da a la misma la forma de graben, el cual está limitado al sur por el Sistema de fallas Oca-Ancón, mientras que el límite norte no se expresa en superficie. Esta geometría evidencia que la Cuenca de Falcón se formó durante un régimen distensivo desde el Oligoceno al Mioceno inferior (*Gallardo*, 1985; *Soulas y otros*, 1987 y *Audemard*, 1993, 1995), originado por un "rift" con adelgazamiento cortical (*Brueren*, 1949; *Coronel*, 1970 y *Muessig,* 1978, 1984) que pudo haber sucedido en uno de los momentos en que la Placa Caribe dejó de empujar o "pulsar" el norte de la Placa de América del Sur (*Pestman y otros*, 1998) y dió como consecuencia lineamientos de fallas a través de las cuales se infiltró material ígneo basáltico originado en el manto superior (*Escorihuela y Rondón,* 2002), en el centro de una cuenca subsidente que facilitó la depositación de las secuencias de la Cuenca de Falcón (*González de Juana y otros,* 1980).

El graben se muestra en el perfil ligeramente deformado, debido a un proceso de compresión regional por parte de la Placa Caribe que originó la inversión tectónica de la Cuenca de Falcón a partir del Mioceno medio, donde se formaría el Anticlinorio del mismo nombre (*Audemard,* 1995, 2000).

La coincidencia en la traza de superficie del Sistema de fallas Oca-Ancón, con el límite sur del adelgazamiento cortical, hace suponer que las fallas originalmente normales que integran la estructura del graben Oligoceno forman parte actualmente del Sistema de fallas Oca-Ancón, aprovechando las condiciones de debilidad de la corteza.

Las intrusiones localizadas en las adyacencias de la población de Aracua no ofrecen cambios sustanciales en cuanto a respuestas gravimétricas, pero si en intensidad magnética total, lo primero se puede atribuir a que posiblemente dicha intrusión no forme un solo cuerpo sino varios cuerpos fracturados disgregados en profundidad ocasionado por los procesos tectónicos que caracterizan el post-Mioceno y que por lo tanto no concentre la anomalía esperada; pero si evidencia el

adelgazamiento cortical propuesto, también puede atribuirse que no se aprecie la respuesta esperada en anomalía de Bouguer por el espaciamiento entre las estaciones gravimétricas .

El Complejo Ofiolítico de Siquisique no presenta respuesta gravimétrica y magnética significativa, lo cual evidencia que es un complejo de poca extensión en profundidad, por esta razón se interpreta como un cuerpo emplazado hasta la superficie por el movimiento del Sistema de fallas Oca-Ancón, siendo esto concordante con *Bellizzia y otros* (1972), quienes señalan que los valores de anomalía de Bouguer negativos en el área de Siquisique se deben a que los cuerpos ígneos, que integran dicho complejo, son bloques alóctonos de poca profundidad.

De los transectos sísmicos analizados se aprecia en la mayoría de las líneas un reflector que evidencia la existencia de una discordancia que delimita una parte superior con sedimentos de edad Mioceno superior a Reciente y una inferior con secuencias eocenas, de lo que pudo haber sido el Alto de Paraguaná, que ya existía antes de la depositación de los sedimentos de la Cuenca de Falcón; esta discordancia fue definida anteriormente por *Audemard* (1993, 1995) entre otros.

Hacia el este de la zona de estudio se observa en las línea sísmicas un salto normal en el reflector, el mismo podría estar relacionado con alguna traza de la Falla de Los Médanos interpretada por *González de Juana y otros* (1980) y *Macellari* (1995); se presume que esta falla le da forma a la costa este del Istmo.

En las líneas sísmicas dispuestas al norte de la sección de estudio se aprecia el reflector de la discordancia fracturada, describiendo estructuras tipo “horst” y graben, limitados por un sistema de fallas E-W, que se corresponden con fallas inferidas por *Audemard* (1995) como las fallas Las Cumaraguas y Adícora-Pueblo Nuevo, al centro de la línea se aprecia una falla inversa de menor importancia que afecta los sedimentos superiores y evidencia el incipiente régimen compresivo.

7.2- RECOMENDACIONES

Es recomendable la realización de un estudio de sísmica profunda al norte de la zona de estudio en general en la zona de interacción de las placas caribe y Suramericana para establecer el comportamiento de la subducción en el noroeste de Suramérica.

Aun cuando en este estudio regional El Complejo Ofiolítico de Siquisique no presenta respuesta gravimétrica y magnética significativa, se sugiere realizar un estudio a detalle en esta región para analizar mejor su estructura.

Es conveniente realizar análisis de laboratorio a muestras de campo de formaciones e intrusiones ígneas para determinar con mayor precisión los valores de densidad, susceptibilidad y magnetización de las mismas.

Existen diversos afloramientos a lo largo de la sección con estructuras complejas, las cuales ameritan la realización de estudios de geología de superficie a detalle con el propósito de establecer la génesis de dichas estructuras a través del balanceo de sección, en especial en la región correspondiente a las Napas de Lara.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

ANGELIER, J. (1979). "Néotectonique de L'Arc Egeén". **Societé Géologique du Nord,** (3): 417.

AUBOUIN, J., R. BROUSSE Y J. LEHMAN (1980). **Tratado de Geología**, Editorial Omega. Barcelona. T.III :642 p.

AUDEMARD, F. (1993). "Néotectonique, Sismotectónique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Venezuela (Système de Failles d'Oca-Ancón) ".**Tesis Doctoral.** Montpellier II, Francia.

AUDEMARD, F. (1995, noviembre). "La Cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental: Síntesis Estratigráfica, Génesis e Inversión Tectónica". **IX Congreso Latinoamericano de Geología** (en disquetes). Caracas.

AUDEMARD, F. (1996). "Late Quaternary Marine Deposits of the Paraguaná Peninsula, State of Falcón, Northwestern Venezuela: Preliminary Geological Observation and Neotectonics Implications". **Quaternary International,** 31: 5-11.

AUDEMARD, F. (1996). "Paleoseismicity Studies on the Oca-Ancon Fault System, Northwestern Venezuela. **Tectonophysics,** 259(1-3): 67-80.

AUDEMARD, F. (1998). "Bassin Tertiaire de Falcon, Venezuela Nord Occidental: Synthèse Stratigraphique et Inversion Tectonique Mio-Quaternaire". **XIV Caribbean Geological Conference Port of Spain–Trinidad** .Port of Spain: 570-583.

AUDEMARD, F. (2001). "Quaternary Tectonics and Present Stress Tensor of the Inverted Northern Falcon Basin, Northwestern Venezuela". **Journal of Structural Geology,** 23(2-3): 431-453.

AUDEMARD, F (2002, noviembre 17-20) "Ruptura de los Grandes Sismos Históricos Venezolanos de los Siglos XIX y XX revelados por la Sismicidad

Instrumental Contemporánea". **XI Congreso Venezolano de Geofísica,** CD Multimedia.

AUDEMARD, F. Y G. ROMERO (1993, October 11-15). "The Churuguara Area– Seismic Evidence of Contemporary Activity of the Oca-Ancón System" **Proceedings of the Caribbean Conference on Natural Hazards: Volcanoes, Earthquakes, Windstorms, Floods,** St. Anns, Trinidad y Tobago. pp 21-32

AUDEMARD, F. Y A. SINGER (1994, septiembre 4-8). "Parámetros Sismotectónicos para Fines de Evaluación de la Amenaza Sísmica en el Noroccidente de Venezuela". Ponencia presentada en el **VII Congreso Venezolano de Geofísica**. Caracas: Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos. pp 51-56

AUDEMARD, F. Y A. SINGER (1996). "Active Fault Recognition in Northwestern Venezuela and its Seismogenic Characterization: Neotectonic and Paleosismic Approach". **Geofísica Internacional,** 35(3): 245-255.

AUDEMARD, F., A. SINGER, J. RODRÍGUEZ Y C. BELTRÁN (1994, septiembre 4-8). "Definición de la Traza Activa del Sistema de Fallas Oca-Ancón, Noroccidente de Venezuela". Ponencia presentada en el **VII Congreso Venezolano de Geofísica,** Caracas: Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos. pp 43-50.

AUDEMARD, F., J. RODRÍGUEZ, Y J. BOUSQUET (1995). "Evidence of Holocene Tectonic Activity on the Guadalupe Thrust, Northern Falcon State (Venezuela)". **Climates of the Past,** 11p.

AUDEMARD, F., J. BOUSQUET Y J. RODRÍGUEZ (1999). "Neotectonic and Paleoseismicity Studies on the Urumaco Fault, Northern Falcón Basin, Northwestern Venezuela". **Tectonophysics,** 308: 23-35.

AUDEMARD, F. E. Y F. A. AUDEMARD (2001). "Structure of the Merida Andes, Venezuela: Relations With the South America-Caribbean Geodynamic Interaction". **Tectonophysics,** 345: 299-327

AUTODESK INC (1982-1999). **AutoCAD 2000**. Estados Unidos. Software.

AUTODESK INC (1982-2001). **AutoCAD 2002**. Estados Unidos. Software.

BARTOK, P., O. RENZ Y E. WESTERMANN (1985). "The Siquisique Ophiolites, Northern Lara State, Venezuela; A Discussion on Their Middle Jurassic Ammonites and Tectonic Implications". **Geological Society of America Bulletin,** 96(8): 1050-1055.

BECERRA, E. (1984). "Sistema de Procesamiento e Interpretación de Datos Gravimétricos". Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

BEETS, D., A. MOTTANA, W. MARESCH, R. BOCCHIO, H. MONEN, G. KLAVER Y F. BEUNK (1984). "Magmatic Rock Series and High-Presure Metamorphism as Constraints on the Tectonic History of the Southern Caribbean". **Memoir – Geological Society of America,** 162: 95-130.

BELLIZZIA, A. (1986). "Sistema Montañoso del Caribe: Una Cordillera Alóctona en la Parte Norte de América del Sur". **VI Congreso Geológico Venezolano,** (10): 6657-6836.

BELLIZZIA, A. Y D. RODRÍGUEZ (1966). "Guía de Excursión a la Región de Duaca-Barquisimeto-Bobare. **Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo**, Guía (4): 23 p.

BELLIZZIA, A. Y D. RODRÍGUEZ (1967). "Guía de la Excursión a la Región de Duaca-Barquisimeto-Bobare". **Boletín Geológico,** 8(16): 289-309.

BELLIZZIA, A. Y D. RODRÍGUEZ (1968). "Consideraciones Sobre la Estratigrafía de los Estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Carabobo". **Boletín Geológico.** 9(18): 515-563.

BELLIZZIA, A. Y D. RODRÍGUEZ (1969). "Geología del Estado Yaracuy". **Memoria-IV Congreso Geológico Venezolano.** Caracas, 1976. (6): 3317-34.

BENEDETTO, G Y O. ODREMAN (1977). "Nuevas Evidencias Paleontológicas en la Formación La Quinta, su Edad, y Correlación con las Unidades Aflorantes en La Sierra de Perijá y Cordillera Oriental de Colombia". **5th Venezuelan Geological Congress,** (1): 87-106.

BOESI, T. Y A. GODDARD (1991). "A New Geologic Model Related to the Distribution of Hydrocarbon Source Rocks In the Falcon Basin, Northwestern Venezuela". **AAPG Memoir,** 52: 303-319.

BONINI, W. (1984). "Magnetic Provinces in Western Venezuela". **Memoir - Geological Society of America,** 162: 161-173.

BOSCH, M e I. RODRÍGUEZ (1992). "North Venezuelan Collisional Crustal Block: The Boundary between the Caribbean and South American plates". **Journal of South American Earth Sciences,** 6(3):133-143.

BRONDJIK, J. (1967). "Contributions of the AVGMP Maracaibo Basin Eocene Nomenclature Committee. II: The Misoa and Trujillo Formations". **Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Mina y Petróleo,** 10(1): 3-19.

BRUEREN, J. (1949). "Geological Report CPMS-310. Paraiso-Maraure (Center Falcon)". **Unpubl. Co. Rpt. Maraven SA:** 20 p.

BRUNTON (2000). "Pocket Transit, Instruction Manual". Riverton, **The Brunton Company:** 25 p.

BURKE, K., C. COOPER, J. DEWEY, P. MANN Y J. PINDELL (1984). "Caribbean Tectonics and Relative Plate Motions". **Memoir – Geological Society of America,** 162: 31-63.

BUSHMAN, J. (1959). "Geology of the Barquisimeto Area. A summary report". **Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo,** 2(4): 65-84.

BUSHMAN, J. (1965). "Geología del Área de Barquisimeto, Venezuela". **Boletín de Geología,** Caracas, VI (11): 3-111.

BUXTORE, A. (1907). "Geologische Beschreibung des Weissenstein Tunnel und seiner Umgebung". **Beitr. Geol. Karte Schweiz**, (51): 1-125

CABRERA DE MOLINA, E. (1985). "Evolución Estructural de Falcón Central". Tesis M. Sc. Inédito. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

CANTOS, F. (1974). **Tratado de Geofísica Aplicada.** Editorial Litoprint, España: 520 p.

CAUDRI, C. (1948). "Note on the Stratigraphic Distribution of Lepidorbitoides". **Journal Paleontology,** 22(4): 473-481.

CORONEL, G. (1970). "Igneous Rocks of Central Falcon". **Boletín Informativo de la Asosiación de Geología, Minas y Petróleo.** 13(5): 155-159.

CORONEL, G. Y O. RENZ (1960). "Los Deslizamientos Submarinos al Noroeste de Barquisimeto, Estado Lara", **Boletín Geológico,** (3): 743-760.

DANIELO, A. (1976). "Formes et dépôts littoraux de la côte septentrionale du Vénézuéla". **Annales de Geographie,** (85) : 68-97.

DAVIS, G. H. (1984). **Structural Geology of Rocks and Regions,** Editorial John Wiley and Sons. New York: 492 p.

DAVIS, J. (1973). **Statistics and Data Analysis in Geology,** Editorial John Wiley and Sons. New York: 329 p.

DÍAZ de GAMERO, M. (1977). Estratigrafía y Micropaleontología del Oligoceno y Mioceno Inferior del Centro de la Cuenca de Falcón, Venezuela. **Geos** (Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Metalurgia). Caracas. 22: 3-60.

DÍAZ de GAMERO, M. (1989). "El Mioceno Temprano y Medio de Falcón Septentrional". **Geos,** 29: 25-35.

DÍAZ de GAMERO, M., V. MITACCHIONE Y M. RUÍZ (1988). "La Formación Querales en su Área Tipo, Falcón Noroccidental, Venezuela". **Boletín de la Sociedad Venezolana de Geología,** 34: 34-46.

DÍAZ de GAMERO, M., G. GIFFUNI Y M. CASTRO MORA (1997). "Las Formaciones Caujarao Y Turupia Al Este de Cumarebo, Falcón Nororiental". **Boletín de la Sociedad Venezolana de Geología,** 22(1): 56-64.

DIAZ, L. Y F. FERNANDEZ (2002). "Procesamiento e Interpretación de Datos Potenciales en el Estado Falcón". **XI Congreso Venezolano de Geofísica,** CD Multimedia.

DOBRIN, M. (1969). **Introducción a la Prospección Geofísica.** Editorial Omega, España, 473 p.

DUNCAN, R. Y R. HARDGRAVES (1984). "Plate Tectonic Evolution of the Caribbean Region in the Mantle Reference Frame". **Memoir – Geological Society of America,** 162: 81-93.

DUYSTER, J. (Aug. 21 2000) **StereoNett, version 2.46.** Germany: Institut für Geologie Ruhr-Universität-Bochum. Utility.

EDGARD, N., J. EWING Y J. HENNION (1971). "Seismic Refraction and Reflection in the Caribbean Sea". **American Association Petroleum Geologist Bulletin,** 55(6): 833-870.

ESCORIHUELA, N. Y J. RONDÓN (2002). "Estudio de las Rocas Ígneas que Afloran en la Parte Central de la Cuenca de Falcón". **Trabajo Especial de Grado. Inédito.** Universidad Central de Venezuela, Caracas.

ESTEVES, J. Y E. VILLALTA (1989). "Estratigrafía de una Zona Ubicada entre Sabaneta y Coro, Distrito Miranda, Estado Falcón", **Trabajo Especial de Grado. Inédito.** Universidad Central de Venezuela, Caracas.

FALLOT, P. (1949). "Les Chevauchements Intercutanés de Roya (Alpes-maritimes)". **Ann. Hébert Haug,** (Lab. Géol. Fasc. Sci. Univ. París), (7): 161-169.

FEO CODECIDO, G. (1971). "Guía de la Excursión a la Península de Paraguaná, Estado Falcón". M**emoria - IV Congreso Geológico Venezolano** (pp. 304-315) Boletín Geológico.

FEO CODECIDO, G. (1972). "Breves Ideas Sobre la Estructura de la falla de Oca, Venezuela". **VI Conferencia Geológica del Caribe.** Venezuela**:** 189-190.

FEO CODECIDO, G. SMITH, N. ABOUD Y E. DI GIACOMO (1984). "Basament and Paleozoic Rocks of the Venezuelan Llanos Basins". **Memoir - Geological Society of America,** 162 : 175-187**.**

GALLARDO, C. (1985). "Esquise sismotectonique de la Région Centro-occidentale du Venezuéla et Sa Relatión Avec la Géodynamique des Caraibes. **Ph. D. Thesis,** U.S.T.L. Montpellier II.

GARNER, A. (1926). "Suggested Nomenclature and Correlation of the Geological Formations in Venezuela". **Am. Inst Min. Metall. Eng., Tr**, : 677-684.

GEYER, O. (1977). "El Jurásico de las Penínsulas de la Guajira (Colombia) y de Paraguaná (Venezuela). **VIII Conferencia geológica del Caribe.** Curazao: 57-58.

GIRALDO, C., M. SCHMITZ, J. ARMINIO, F. AUDEMARD Y A. MARTINS (2002, noviembre 17-20). "Transecto La Blanquilla–Cratón Guayanés, Venezuela Oriental: Modelos Corticales". Ponencia presentada en el **XI Congreso Venezolano de Geofísica** (CD Multimedia). Caracas: Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos.

GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1938). "Contribución al Estudio de la Cuenca Sedimentaria Zulia-Falcón". **Boletín de Geología y Minas.** 2(2-4): 123-138.

GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1951). "Introducción al Estudio de la Geología de Venezuela. Capítulo V: Las Formaciones del Eoceno en los Andes Venezolanos y en la Subcuenca del Lago de Maracaibo". **Boletín de Geología**, 1(3): 265-287.

GONZALEZ DE JUANA, C., M. ITURRALDE DE AROZENA Y X. PICARD CADILLAT (1980). **Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.** Caracas. Foninves. 407 p.

GONZÁLEZ DE JUANA, C., M. ITURRALDE DE AROZENA Y X. PICARD CADILLAT (1980). **Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.** Caracas. Foninves. T.II: 415-1031

GORTER, N. Y I. VAN DER VLERK (1932). "Larger Foraminifera From Central Falcón (Venezuela)". **Leidsche Geol. Mededeell.**, 4(2): 91-122.

GRAF, C. (1969). "Estratigrafía Cuaternaria del Noroeste de Venezuela", **Boletin Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Mina y Petróleo**, 12(11): 393-416.

GRIEM, W. (1999). "Fallas. Fallas Especiales: Sistema de Riedel" **<http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/Geoestructural/gestr04c.htm >** (5 Sep. 2003).

GRIEM, W. (1999). "Geología Estructural. Cabalgamientos" **<http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/Geoestructural/gestr06d.html>** (5 Sep. 2003).

GUEVARA, E. (1967). "Contributions of the AVGMP Maracaibo Basin Eocene Nomenclature Committee. VI. The Santa Rita, Jarillal and La Victoria Formations". **Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo**, 10(2): 51-69.

GUTSCHER, M., W. SPAKMAN, H. BIJWAARD Y E. ENGDAHL (2000). "Geodynamics of Flat Subduction: Seismicity and Tomographic Constraints From the Andean Margin". **Tectonics,** 19(5): 814-833.

HAMBLIN, W. (1965). "Origin of *Reverse Drag* on the Downthrown Side of Normal Faults". **Geological Society of América Bulletin,** (76): 1145-1164.

HAMMER, S (1934) "Retícula de Hammer". **Society of Exploratión Geophysicists. Geophysics,** (4):190-191.

HENNEBERG, G. (1983). "Geodetic Control of Neotectonics in Venezuela". **Tectonophysics,** 97(1-4): 1-15.

HODSON, F. (1926). "Venezuelan and Caribbean Turritellas, with a list of Venezuela Type Stratigraphic Localities". **Bulletin American Paleontologist,** 11(45): 173-220.

HUNTER, V. Y P. BARTOK (1974). "The Age and Correlation of the Tertiry Sediments of the Paraguaná Península, Venezuela". **Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo**: 17, 143-154.

JAECKLI, E. (1952). "Geological Compilation Report Central and West Falcon. Maraven S.A. FPC-1272.

JUNG, P. (1965). "Miocene Mollusca From the Paraguaná Península, Venezuela". **Bulletin American Paleontologist**, 49(223): 389-652. Resumen (1965) en: **Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo**, Boletín Informativo, 8(11), 330.

KAVANAGH de PETZALL, C. (1959). "Estudio de una Sección de la Formación Caujarao en el Anticlinal de La Vela. Estado Falcón".**Asociación venezolana de Geología, Minas y Petróleo.** 2: 269-318.

KISER, J. D. (1997). "Comentarios enviados al CIEN". **Comite Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura de PDVSA.**

KÜNDIG, E. (1938). "Las Rocas Pre-Cretáceas de Los Andes Centrales de Venezuela, con Algunas Observaciones de su Tectónica". **Boletín de Geología y Minas.** 2(2-4): 21-43.

LADD, J., M. TRUCHAN , M. TALWANI , P. STOFFA, P. BUHL, R. HOUTZ, A. MAUFFRET Y G. WESTBROOK (1984). "Seismic Reflection Profiles Across the Southern Margin of the Caribbean. **Memoir - Geological Society of America,** 162: 153-159.

LAUBSCHER, H. (1961). "Die Fernschubhypothese der Jurafaltung". **Eclogae Geol. Helvetiae,** (54): 224-282.

LIDDLE, R. (1928). **The geology of Venezuela and Trinidad**, Fort Worth, Texas: J. P. MacGowan. 652 p.

LÓPEZ, V., J. DAVEY Y R. RUBIO (1944). "Informe Geológico y Minero de los Yacimientos de Cobre de Aroa, Estado Yaracuy". **Revista Fomento,** Caracas, 6(56): 11-66.

LOWELL, D. (1985). "Stuctural Styles in Petroleum Exploration". **OGSI. Publication. Oil and Gas Consultants International Inc.,** Tulsa, USA.

LUGO, J. (1994). "The Mérida Arch: Tectonic Control on Deposition from Late Mesozoic to Early Cenozoic in Western Venezuela". **Memoria V Simposio Bolivariano,** 291-310.

MACELLARI, C. (1995). "Cenozoic Sedimentation and Tectonics of the Southwestern Caribbean Pull-Apart Basin, Venezuela and Colombia". **AAPG Memoir,** 62: 757-780.

MACSOTAY, J., F. STEPHAN, Y E. ÁLVAREZ (1987). "Grupo Lara: Sedimentitas Oceánicas y Peninsulares en el Cretáceo Alóctono de Venezuela occidental". **Boletín Geológico,** (28): 3-78.

MALAVÉ, G. Y G. SUÁREZ (1995). "Intermediate-depth Srismicity in the Northern Colombia and Western Venezuela and Its Relationship to Caribbean Plate Subduction". **Tectonics,** 14(3):617-628.

MALFAIT, B. Y M. DINKELMAN (1972). "Circum – Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate". **Geological Society of America Bulletin,** 83(2). 251-272.

MARSHAK, S. Y G. MITRA (1988). **Basic Methods of Structural Geology,** Prentice Hall. New Jersey; 446 p.

MATHIEU X. (1989). "La Serranía de Trujillo-Ziruma Aux Confins du Bassin de Maracaibo, de la Sierra de Falcón et de la Chaine Caraibe". **Ph. D. Thesis,** Univ. Brest.

MATTSON, P. (1984). "Caribbean Structural Breaks and Plate Movements". **Memoir – Geological Society of América,** 162: 131-159.

MARTIN, B e I. AROZENA (1972). "Complejo Ultramáfico Zonado de Tausabana – El Rodeo, Gabro Zonado del Siraba – Capuana y Complejo Subvolcánico Estratificadao de Santa Ana, Paraguná, estado falcón" .**VI Conferencia Geologica del Caribe.** Memoria. Caracas: 337-356.

MAZE, W. (1984). "La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, Northwestern Venezuela: Geology and Tectonic Enviroment of Red Beds and Volcanic Rocks", in BONINI W. E., R. B. HARGRAVES Y R. SHAGAM; M**emoir Geological Society of America,** (162): 95-130.

MESCHEDE, M. (1998). "The Impossible Galapagos Connection: Geometric Constraints for a Near-American Origin of the Caribbean Plate". **Geol Rundsch,** (87): 200-205.

MESCHEDE, M. Y W. FRISCH (1998). " A Plate tectonic Model for the Mesozoic and Early Cenozoic History of the Caribbean Plate". **Tectonophysics,** (296): 269-291.

MUESSIG, K. (1977, julio). "The Basic Igneous Rocks of Central Falcon, Venezuela: Spatial and Compositional Relations". **VIII Conferencia Geológica del Caribe** . Curazao. pp 128-129

MUESSIG, K. (1984). "Paleomagnetic Data on the Basic Igneous Intrusions of the Central Falcon Basin, Venezuela". **Memoir - Geological Society of America,** 162: 231-237.

MUESSIG K. (1984). "Structure and Cenozoic Tectonics of the Falcon Basin, Venezuela, and Adjacent Areas". **Memoir - Geological Society of America,** 162: 217-230.

MUÑOZ, N. (1966). "Descripción de las Formaciones Humocaro y Quebrada Arriba en sus Localidades Tipo de Los Andes de Lara". **Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Mina y Petróleo,** 9(5): 137-145.

PARASNIS, D. (1970). **Principios de Geofísica Aplicada.** Paraninfo, España, 205 p.

PDVSA-INTEVEP (abril, 2002). "Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela" **<http://www.pdvsa.com./lexico/lexicoh.htm>** (22 de abril, 2002).

PESTMAN P., S. GHOSH, L. MELENDEZ Y M. LORENTE (1998). "Marco Tectonoestratigráfico y Paleogeografía de la Cuenca de Maracaibo y Áreas Vecinas Durante el Paleógeno". **Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos,** 23(1): 28-45.

PETZALL, C. (1959). "Estudio de una Sección de la Formación Caujarao en el Anticlinal de La Vela, Estado Falcón". **Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología Mina y Petróleo,** 10: 269-320.

PHILLIPS, F. (1977). "La Aplicación de la Proyección Esterográfica a la Geología Estructural". Rosario: H. Blume. 132 p.

PINDELL, J., S. CANDE, W. PITMAN III, D. ROWLEY, J. DEWEY, J. LABRECQUE Y W. HAXBY (1988). "A Plate-Kinematic Framework for Models of Caribbean Evolution". **Tectonophisycs,** 155: 121-138.

PITTELLI, R. Y S. MOLINA (1990). "Geological Evolution of the Caribbean Region: A Plate-Tectonic Perspective. En Dengo y the Caribbean Region". **Geological Society of America, the Geology of North America,** V H: 405-432.

PITTELLI, R. Y BARRETT A. (1989). “El Eoceno Medio Tardío y Eoceno Tardío de la Parte Occidental de la Cuenca de Falcón”. **Boletín de la Sociedad Venezolana de Geología**, (36): 5-12.

PORRAS, L. (2000). “Evolución Tectónica y Estilos Estructurales de la Región”.

PUMPIN, V. (1978). “The Structural Setting of Northwestern Venezuela”. **Maraven Report,** EPC-6094.

RAMSAY, J. (1977). “Plegamiento y Fracturación de las Rocas”. Rosario: H. Blume. 590 p.

RENZ, O. (1956). “Cretaceous in Venezuela and the Guajira (Colombia)”. **Internacional Geological Congress, 20th,** Mexico: 20 p.

RENZ, O. (1959). “Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela Occidental”. **Boletín de Geología,** 5(10): 3-48. Resumen (1960) en: **Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo,** 3(7): 209.

RENZ, O. (1960). “Guía de la Excursión C-8. Andes Nororientales. Barquisimeto-Barbacoas (Estado Lara)”. **Memoria III Congreso Geológico Venezolano,** 1: 93-97.

RENZ, O. (1982). “The Cretaceous Ammonites of Venezuela”. **Maraven Corporation**, ed. Basel, Birkhauser Verlag, 132 p.

REY, O. (1990). “Análisis Comparativo y Correlación de las Formaciones Codore y La Vela, Estado Falcón”, **Tesis de Maestría. Inédito.** Universidad Central de Venezuela.

REY, O. (1996). “Estratigrafía de la Península de Paraguaná, Venezuela”. **UCV Revista de la Facultad de Ingeniería,** 11(1): 35-45.

REYES, J. (2002). “Modelaje Geofísico Integrado de la Región Central de Venezuela por medio del Análisis de Flexión de placas en la Sección 66°00’00”W”**. Trabajo Especial de Grado. Inédito.** Universidad Central de Venezuela.

RIEDEL, W. (1929). “ Zur Mechanik Geologischer Brucherschei nungen.Ein Beitrag Zum Problre der Fiederspalten”.Centralblatt für Mineralogie, Geologie, und Paleontologie, Part B:354-368.

RIOS, K. (2002). "Estimación de Espesores Sedimentarios del Mesozoico en el Graben de Espino a lo Largo de Dos Transectos Regionales en el área de Anaco, estado Anzoátegui"**. Trabajo Especial de Grado. Inédito.** Universidad Central de Venezuela.

RODRÍGUEZ, I. (1974). "Investigación Gravimétrica en la Región Noroccidental de Venezuela"**. Trabajo Especial de Grado. Inédito.** Universidad Central de Venezuela.

RODRÍGUEZ, I. Y V. GRATEROL (1975). "Investigación Gravimétrica en la Región Noroccidental de Venezuela"**. Boletín de Geología,** 12(23): 505-529.

SALVADOR, A. (1950). "Stratigraphy of the Chejendé Region, Venezuela", **Ph. D. Thesis,** Stanford University.

SALVADOR, A. (1961). "Guidebook to the Geology of Northeastern Trujillo". **Guidebook Sociedad de Geología de Venezuela Occidental**, (3): 33.

SALVADOR, A. Y A. GREEN (1980). "Opening of the Caribbean Tethys (origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico) in AUBOUIN, J., J.DEBELMAS Y M. LATREILLE "Geologi of the Alpine Chains Born of the Tethys". **Memoir Bureau de Recherches Géologiques et Minieres,** (115): 224-229

SCHLUMBERGER (1997). **WEC Venezuela 1997. Evaluación De Pozos,** Siglitos, CD Multimedia.

SCHMIDT-EFFING, R. (1981). "The Huayacocotla aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and origin of the Gulf of Mexico", in PILGER, R. H.; "The Origin of the Gulf Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean". Baton Rouge, Louisana, Louisana State Universisty. 79-86.

SCHUBERT, C.; R. S. SIFONTES; V. E. PADRÓN; J. R. VÉLEZ Y P. A. LOAIZA (1979). "Formación La Quinta (Jurásico), Andes Merideños: Geología de la Sección Tipo".

SENN, A. (1935). "Die stratigraphische Verbreitung der Tertiaren Orbitoiden, mitspezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord-Marokko", **Eclog. Geol. Helv**. 28(1): 51-113: 369-373.

SENN, A. (1940). “Paleogene of Barbados and its Bearing on History and Structure of the Antillean-Caribbean Region”, **American Association Petroleoum Geologist Bulletin**, 24(9): 1548-1610.

SILVER, E., J. CASE Y H. McGILLAVRY (1975). “Geophysical Study of the Venezuelan Borderland”. **Geology Society of America Bulletin,** 86(2): 213-226.

SOULAS, J. Y C. GIRALDO (1994, septiembre 4-8). “Características Sismogénicas de Las Fallas de Oca-Ancón, Mene Grande y Valera (Región Noroccidental de Venezuela)”. Ponencia presentada en el **VII Congreso Venezolano de Geofísico**. Caracas: Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos. p. 35-42.

SOULAS, J., C. GIRALDO, D. BONNOT Y M. LUGO (1987). “Actividad Cuaternaria y Características Sismogénicas del Sistema de Fallas Oca-Ancón y de las Fallas de Lagarto, Urumaco, Río Seco, y Pedregal. Afinamiento de las Características Sismogénicas de las Fallas de Mene Grande y Valera. (Proyecto COLM)”. **Unpubl. Co. Rpt. INTEVEP. FUNVISIS.** 69 p.

STANLEY, R. Y A. SARKISIAN (1972). “Analysis and Chronology of Structures along the Champlain Thrust West of the Hinesburg Synclinorium”. 117-150. in DOOLAN, B Y R. S. STANLEY “Guidebook for Field Trips in Vermont”. **64th Annual Meeting New England Intercollegiate Geological Conference.** Vermont, University of Vermont. 483 p.

STEPHAN, J. (1977, noviembre 19-23). “El Contacto Cadena Caribe-Andes Merideños Entre Carora y El Tocuyo (Estado Lara)”. Ponencia presentada en el **V Congreso Geológico Venezolano**, Caracas: Colegio de Ingenieros de Venezuela. pp. 789-815.

STEPHAN, J. (1985, Février 5-8). “Andes Et Chaîne Caraïbe Sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela) Évolution Géodinamique”. **Symposium Géodinamique des Caraîbes**. París. p. 5-8.

SUPPE, J. (1983). “Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding”. **American Journal of Science,** (283): 648-721.

SUPPE, J. (1985). **Principles of Structural Geology,** Prentice Hall. New Jersey; 537 p.

SUTTON, F. (1946). "Geology of Maracaibo Basin, Venezuela". **American Association Petroleum Geologist Bulletin**, 30(10): 1621-1741.

TABOADA, A.; L. A. RIVERA; A. FUENZALIDA; A. CISTERNAS, H. PHILIP; H. B. BIJWAARD; J. OLAYA Y C. RIVERA (2000). "Geodynamics of the North Andes: Subduction and Intracontinental Deformation (Colombia)". **Tectonics,** 9(5): 787-813.

THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA (8 April 2003) "GSA Geologic Time Scale" <**http://www.geosociety.org/science/timescale/timescl.htm**> (23 Aug. 2003).

TOBLER, A. (1922). "Die Jacksonstufe (Priabonien) in Venezuela and Trinidad". **Eclog. Geol. Helv.,** 17(3): 342-346.

UGHI, A. (2002). "Investigación Geofísico Integrado de la Región Central de Venezuela por medio del Análisis de Flexión de placas en la Sección 67°00'00" "**. Trabajo Especial de Grado. Inédito.** Universidad Central de Venezuela.

VALLENILLA L. (1961). "Estratigrafía de las Formaciones Caujarao, La Vela y Coro en sus Localidades Tipo, Estado Falcón". **Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Mina y Petróleo,** 4(12): 29-78.

VAN DER HILST Y P. MANN (1994). "Tectonic Implications of Tomographics Images of Subducted Litosphere Beneath Northwestern South America". **Geology,** 22(3): 451-454.

VON DER OSTEN Y D. ZOZAYA (1957). "Geología de la Parte Suroreste del Estado Lara, Región de Quibor (Carta 2308)", **Boletín de Geología** 4(9): 3-53.

WHEELER, C. (1960). "Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón Occidental y Nororiental". **Memoria-III Congreso Geológico Venezolano,** (1): 407-465.

WHEELER, C. (1963). “Oligocene and Lower Miocene Stratigraphy of Western and Northeastern Falcón Basin, Venezuela”. **American Association Petroleum Geologist Bulletin**, 47(1): 35-68.

WILCOX, R., T. HARDING Y D. SEELY (1973). “Basic Wrench Tectonics”. **American Association Petroleum Geologist Bulletin**, 57: 74-96.

WIEDENMAYER, C. (1937). “Informe Geológico sobre los Depósitos Carboníferos de Coro, Distrito Miranda, Estado Falcón”, **Boletín de Geología y Minas**, 1(1), 65-81.

WOZNIAK, J. Y M. WOZNIAK (1979). “Geología de la Regíon de Cabure, Estado Falcón”. **Unpubl. Rpt. M.E.M.** 64 p + anexos.

WOZNIAK, J. Y M. WOZNIAK (1987). “Bioestratigrafía de la Región Nor-central de la Serranía de Falcón, Venezuela Nor-occidental”. **Boletín de Geología**, 16(28): 101-139.

REFERENCIAS CARTOGRÁFICAS

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa D-5-B. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa D-5-A. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa C-5-A. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa C-5-B. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa C-5-C. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa C-5-D. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960).. “Geología de Superficie”. Mapa B-5-A. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa B-5-B. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa B-5-C. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa B-5-D. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa A-5-A. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1960). “Geología de Superficie”. Mapa A-5-C. 76 x 109. Escala: 1:50.000. Mapa Geológico-Estructural.

EARTH SCIENCES AND IMAGE ANALYSIS, NASA-JOHNSON SPACE CENTER (2 Jul. 2003). "The Gateway to Astronaut Photography of Earth" **<http://eol.jsc.nasa.gov/default.htm>** (8 Aug. 2003)

MIRO POPIC EDITOR C.A. (2001). **Guía Vial De Venezuela / Atlas De Carreteras 2001-2002,** Epsilon Libros. Caracas; 360 p.

MÉNDEZ, J. Y E. GUEVARA (1969). "Evaluation of the Gulf of Venezuela". Caracas 98 x 140. Scale: 1:250.000. Mapa Geológico-Estructural.

STEPHAN, J. F. (1985). "Carte Geologique de la Transversale de Barquisimeto Entre La Faille de Bocono Et Le Neautochtone Du Falcón", en STEPHAN, J. F. (1985). 37 x 40. Escala : 1 :500.000. Mapa Geológico Estructural.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1962). "El Vínculo". Hoja 6252, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1962). "Pueblo Nuevo". Hoja 6251, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1962). "Punta Cardón". Hoja 6150, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1962). "Punta Macolla". Hoja 6152, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1962). "Punto Fijo". Hoja 6151, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1963). "Pedregal". Hoja 6149, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1965). "Puerto Cumarebo". Hoja 6350, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1967). "Acurigua". Hoja 6349, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1968). "Pururéche". Hoja 6148, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1969). "Aguada Grande". Hoja 6347, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1969). "Cabure". Hoja 6249, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1969). "Churuguara". Hoja 6248, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1969). "Santa Cruz de Bucaral". Hoja 6348, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1974). "Coro". Hoja 6250, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1975). "Carora". Hoja 6146, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1975). "El Tocuyo". Hoja 6245, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1976). "Barquisimeto". Hoja 6346, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1976). "Río Tocuyo". Hoja 6246, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1976). "Serranía de Baragua". Hoja 6147, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1977). "Cuicas". Hoja 6145, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1977). “Sarare”. Hoja 6345, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. DIRECCIÓN DE CARTOGRAFÍA NACIONAL (1977). “Siquisique”. Hoja 6247, Caracas 41 x 60. Escala: 1:100.000. Mapa Topográfico.

VENEZUELA. MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1945). “Mapa Batimétrico de la República de Venezuela”. Escala: 1:1.000.000. Mapa Batimétrico.

VENEZUELA. MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1963). “Mapa Geológico de la Región de Barquisimeto”, en BUSHMAN, J. R. (1965). 30 x 41.5. Escala: 1:100.000. Mapa Geológico Estructural.

VENEZUELA. MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1976). “Maracaibo”. Hoja NC-19-IV, Caracas 55 x 65. Escala: 1:500.000. Mapa Geológico Estructural.

VENEZUELA. MINISTERIO DEL AMBIENTE Y DE LOS RECURSOS NATURALES RENOVABLES (1995). “Carta Isogónica”. Escala: 1:2.000.000. Mapa Isogónico.

ANEXOS

ARCHIVOS(.pdf)

ANEXO 1: Mapa Geológico-Estructural.pdf

Mapa Geológico-Estructural del Área Cabo San Román-Barquisimeto, Estados Falcón y Lara.

ANEXO 2: Mapa Gravimétrico.pdf

Mapa de Anomalía de Bouguer del Área Cabo San Román-Barquisimeto, Estados Falcón y Lara.

ANEXO 3: Mapa Magnético.pdf

Mapa de Intensidad Magnética Total del Área Cabo San Román-Barquisimeto, Estados Falcón y Lara.

ANEXO 4: Perfil.pdf

Perfil Geológico-Estructural y Perfil Balanceado de la Sección Cabo San Román-Barquisimeto, Estados Falcón y Lara.